DER OZEAN

VON

DR. OTTO KRÜMMEL

MBL/WHOI
0 0301 0000977 5

GC 15
K87
ed. 2

DAS WISSEN DER GEGENWART.
DEUTSCHE UNIVERSAL-BIBLIOTHEK FÜR GEBILDETE.
52. BAND.

DER OZEAN.

EINE EINFÜHRUNG IN DIE ALLGEMEINE MEERESKUNDE

VON

DR. OTTO KRÜMMEL,
PROFESSOR DER GEOGRAPHIE AN DER UNIVERSITÄT IN KIEL.

ZWEITE, DURCHWEG VERBESSERTE AUFLAGE.

MIT 111 IN DEN TEXT GEDRUCKTEN ABBILDUNGEN.

PREIS GEBUNDEN 1 M. = 1 K 80 H.

H. O.
WOODS
HOLE.
MASS.

WIEN. LEIPZIG.
F. TEMPSKY. 1902. G. FREYTAG.

Buchdruckerei G. Freytag, Gesellschaft m. b. H., Wien.

W. H. O. I.
WOODS HOLE, MASS.

INHALTSVERZEICHNIS.

Seite

Kapitel I. **Die Meeresflächen und ihre Gliederung** . . . . . 1—29

Verhältnis von Wasser und Land. — Verteilung der Wasserflächen nach den Hemisphären und geographischen Breiten. — Einteilung der Meeresräume. — Ozeane und Nebenmeere. — Mittelmeere und Randmeere. — Verteilung der Nebenmeere nach den geogr. Breiten. — Einfache und zusammengesetzte Nebenmeere. — Andere Einteilungen. — Benennung der Meeresräume.

Kapitel II. **Die Meerestiefen** . . . . . 29—105

1. Das Meeresniveau 29

Anziehung des Meeres durch das Festland. — Betrag der Deformationen.

2. Die Tiefseelotungen 35

Das Handlot. — Kenntnisse von den Meerestiefen im Altertum, in der neueren Zeit vor Maury. — Einfaches Tieflot. — Tieflot von Brooke, Baillie, Sigsbee. — Indirekte Messungen nach Massey, Thomson, Rung u. a.

3. Das Bodenrelief der Meeresbecken 57

Erste Tiefenkarten von Buache. — Große Ebenheit des Meeresbodens. — Abnorme Böschungen im Atlantischen Ozean, an Korallenküsten. — Boden der Nordsee. — Die 200 Meter-Linie und die Schelfgebiete. — Einsturzthäler der Mittelmeere. — Das Bodenrelief der drei großen Ozeane. — Größte Tiefen. — Mittlere Tiefen. — Volum der Meeresdecke. — Vergleich mit den Höhen der Kontinente.

4. Die Bodensedimente 83

Kenntnisse der Alten. — Sand- und Steingründe der Ostsee. — Litorale Sedimente der Ozeane. — Tiefseesedimente: Foraminiferen, Radiolarien-, Diatomeenschlamm, Tiefseethone. — Einfluß der submarinen Vulkanausbrüche und der Staubfälle.

Kapitel III. **Das Meerwasser** . . . . . 105—129

1. Allgemeine Eigenschaften des Meerwassers 105

Die Salze, der Salzgehalt und das spezifische Gewicht. — Geographische Verteilung des Salzgehaltes. — Aräometer und Schöpfapparate. — Senkrechte Verteilung des Salzgehaltes. — Gasgehalt. — Herkunft der Salze des Meerwassers. — Durchsichtigkeit, Farbe desselben.

39088

Seite

2. Die Wärmeverteilung 133

Tägliche und jährliche Temperaturschwankungen an der Meeresoberfläche. — Ältere Vorstellungen von der Wärmeschichtung in den Meeren. — Tiefseethermometer verschiedener Konstruktion. — Abnahme der Temperatur mit der Tiefe. — Die Bodentemperaturen. — Wärmeschichtung in den Mittelmeeren, in der Nordsee und Ostsee, in den Eismeeren.

3. Die Eisverhältnisse 169

Flußeis, Gletschereis oder Eisberge, Feldeis, Packeis. — Die antarktische Eismauer. — Die »Eisjahre«.

Kapitel IV. **Die Bewegungsformen des Meeres** . . . . 190—280

1. Die Meereswellen 190

Entstehung der Wellen. — Messung der Periode, Geschwindigkeit, Länge, Höhe. — Änderung der Wellenform an der Küste. — Roller, Sturzseen, Brandung. — Seebebenwellen. — Stehende Wellen. — Marrobbio, Resaca, Seebär.

2. Die Gezeiten 215

Ursache der Gezeiten. — Spring- und Taubeflut. — Tägliche und parallaktische Ungleichheit. — Ältere Fluttheorien bis auf Airy und Börgen. — Hafenzeit. — Höchste Gezeiten. — Interferenzerscheinungen. — Flachwassergezeiten. — Die Gezeitenströme. — Rotatorische Ströme. — Bore oder Flutbrandung.

3. Die Meeresströmungen 241

Methoden der Beobachtung: Stromversetzung, Treibbojen, Stromzeiger. — Indirekter Weg mittelst der Temperaturen, Farbe, Salzgehalt, Eisberge, Tangzweige, Flaschenposten. — Die atlantischen Äquatorialströmungen. — Der Florida- und Golfstrom. Seine Verzweigungen im hohen Norden. — Das Sargassomeer. — Die Südatlantischen Strömungen. — Die Strömungen des Indischen, Pazifischen, Antarktischen Ozeans. — Ältere Theorien: Einwirkung der vis inertiae, der Unterschiede der Temperatur und des Salzgehaltes. — Die moderne Windtheorie. — Erklärung der Guineaströmung. — Einfluß der Erdrotation. — Kompensationsströme und das kalte Küstenwasser der Westküsten.

ABBILDUNGEN.

(Originalabbildungen, zumeist nach Zeichnungen des Verfassers, tragen das Zeichen *.)

Figur	Seite	
1—5*	4	Flächenverhältnis von Wasser und Land.
6*	6	Verteilung von Wasser und Land nach Fünfgradzonen.
7*	7	Erdkarte in Steinhausers Sternprojektion.
8	30	Das britische Expeditionsschiff Challenger (Wyv.. Thomson, *The Atlantic*, vol. I, p. 60).
9*	31	Die sog. Kontinentalwelle.
10*	34	Karte der Meerestiefen.
11	40	Marsillis Profil durch das westliche Mittelmeer (Marsilli, *Histoire physique de la mer*, Amsterd. 1725, fol. 4).
12	41	Querschnitt durch das Becken des Atlantischen Ozeans längs der ersten unterseeischen Telegraphenlinie (Hann, Allgem. Erdk. S. 181).
13	42	Schwerlot (Sigsbee, *Deep-Sea Sounding* p. 50).
14*	43	Brookes Tieflot.
15*	45	Baillies Tieflot.
16*	46	Herrichtung der Lotleine für eine Tieflotung an Bord der Gazelle.
17	47	Sigsbees Lotmaschine (Sigsbee, *Deep-Sea Sounding* p. 60 Photogr.).
18*	49	Lotmaschine des Fürsten von Monaco, construiert von Jules Le Blanc in Paris. (Nach einer Photographie dieser Firma.)
19	51	Lotmaschine von Lucas (nach einer Skizze bei Sir W. Wharton, *Hydrographical Surveying*, London 1898, p. 308).
20	52	Sigsbees Tieflot (a. a. O. Tafel 39).
21*	53	Masseys Loggelot.
22	54	Sir William Thomsons Patent-Lotmaschine (Annalen d. Hydr. 1880, S. 281).
23	56	Rungs Universalbathometer (nach einem Prospekt der Firma Cornelius Knudsen in Kopenhagen).
24*	60	Kurs des Vereinigten Staaten-Dampfers Tuscarora, Nov. 1874.
25*	61	Nordostrand der Flämischen Kappe.
26*	62	Profil durch den südlichen Teil der Faradayhügel.
27*	65	Die Fünf Bänke (Nordsee).
28	86	Monacos Lot (Thoulet, *Océanogr. statique*, Paris 1890, p. 75).
29	86	Thoulets Lot (Thoulet, *Guide d'océanographie pratique*, Paris 1895, p. 60)

Figur	Seite	
30	89	*Globigerina bulloides* (W. Thomson, *The Atlantic* I, p. 211).
31	90	*Hastigerina Murrayi* (ebenda II, 194).
32	91	Foraminiferen (Edm. Perrier, *Les explorations sous-marines,* Paris 1886, p. 155).
33	91	Globigerinenschlamm (Thoulet, *Océanogr. stat.* p. 172).
34	92	*Haliomma* (Thomson, *Atlantic* I, 236).
35	92	*Xiphacantha* (ebenda I, 235).
36*	93	Radiolarienschlamm aus dem tropischen Indischen Ozean (nach einem Präparat und einer Mikrophotographie von Dr. Karl Apstein in Kiel).
37	94	Diatomeenschlamm aus hohen südlichen Breiten (Karl Chun, Aus den Tiefen des Weltmeeres, Jena 1900, S. 212).
38	95	Manganknolle (Thoulet, *Océanogr stat.* p. 180).
39*	102	Verbreitung der Staubfälle im Nordatlantischen Ozean.
40*	107	S. M. S. Gazelle, eine Tieflotung ausführend.
41*	108	Glasaräometer.
42*	111	Karte des Salzgehalts an der Meeresoberfläche.
43*	114	Dr. H. A. Meyers Schöpfflasche für kleine Tiefen.
44*	114	Dr. H. A. Meyers Schöpfapparat für große Tiefen.
45	116	Sigsbees Wasserschöpfer (Handbuch der nautischen Instrumente, herausgeg. vom Reichs-Marineamt Berlin 1890, S. 181).
46*	118	Buchanans Wasserschöpfer (Originalphotographie von *James Milne & Son, Milton House Works,* Edinburgh).
47*	134	Princesse Alice II, der Forschungsdampfer des Fürsten Albert von Monaco (Originalphotographie von Dr. Karl Apstein in Kiel).
48*	138	Linien gleicher Wassertemperatur an der Meeres-
49*	139	oberfläche im Februar und August.
50*	143	Dr. H. A. Meyers träges Thermometer.
51	145	Miller-Casellas Thermometer (Wild, *Thalassa* p. 38).
52	148	Negretti-Zambras Umkehrthermometer (Handbuch der nautischen Instrumente, S. 174).
53*	150	Petterssons Wasserschöpfer mit Wärmeisolierung (Originalphotographie von Professor O. Pettersson in Stockholm).
54*	151	Kurve der Temperaturabnahme in $14{\cdot}5^0$ s. Br., $172{\cdot}3^0$ w. L. im Pazifischen Ozean.
55*	158	Wärmeschichtung über dem Thomsonrücken.
56*	160	Wärmeschichtung in den Mittelmeeren.
57*	162	Temperaturen der Nordsee.
58*	170	Der Dampfer Valdivia der Tiefsee-Expedition (Originalphotographie von Dr. Karl Apstein).
59	171	Eisbildung (zweite Deutsche Nordpolfahrt, Bd. I, S. 53).
60	175	Eisbildung (ebenda S. 96).
61	177	Packeis an der Küste von Nordwest-Grönland (Kane, *Arctic Explorations*).

Figur	Seite	
62	179	Neugebildete »Eisberge« im Robeson-Kanal (Hann, Allgem. Erdkunde).
63	180	Antarktischer Eisberg nach Chun (Aus den Tiefen d. Weltm. S. 193).
64	184	Antarktische Eismauer nach J. C. Ross (Hann, Allgem. Erdkunde).
65*	186	Nordpolkarte.
66*	187	Südpolkarte.
67	188	Eisverhältnisse bei Neufundland (Segelhandbuch für den Atlantischen Ozean, Hamburg 1885, S. 28).
68	190	Der Dampfer National der Plankton-Expedition 1889 (Krümmel, Reisebeschreibung der Plankton-Exp., Kiel 1892, S. 48).
69	192	Lange Dünung (Kane, *Arctic Explorations*).
70*	193	Bahnen der Wasserteilchen in einer Welle.
71	196	Messung der Wellenhöhe nach Wilkes (*U. S. Exploring Expedition*, vol. I, p. 135).
72*	197	Optische Täuschung beim Schätzen von Wellenhöhen.
73*	198	Wellenprofile.
74*	202	Einstellung der Wellenkämme bei der Annäherung an die Küste.
75*	202	Schema für die Entstehung der Brandungswelle.
76	205	Ein Katamaran in Fernando Noronha (Thomson, *The Atlantic* II, 126).
77	209	Erdbebenwelle vom 23. Dez. 1854 (Hann, Allgem. Erdk.).
78	211	Stoßwellen des Krakatau-Bebens, beobachtet in Süd-Georgien (Annalen d. Hydr. 1884).
79	212	Stehende Welle nach Weber (Wellenlehre S. 266).
80	215	Erklärung der Ebbe und Flut (Hann, Allg. Erk.)
81	219	Die hauptsächlichsten Kombinationen von Mond- und Sonnenfluten. (Hann, a. a. O.)
82	221	Erklärung der täglichen Ungleichheit. (Hann, a. a. O.)
83	221	Planisphärische Ansicht der täglichen Ungleichheit (G. Darwin, *The Tides and kindred phenomena*, London 1898, p. 138).
84	225	Darstellung des Verlaufs der Hafenzeiten (Gezeitentafeln der Nautischen Abteilung des Reichs-Marineamts).
85	233	Automatischer Fluthöhenzeiger bei San Francisco (*Notices to Mariners, U. S. Hydrogr. Office*, Washington 1900, § 549).
86*	234	Kreislauf der Wasserteilchen in der Flutwelle.
87*	236	Entstehung eines nach links rotierenden Gezeitenstroms.
88*	237	Entstehung eines nach rechts rotierenden Gezeitenstroms.
89*	237	Interferenz zweier Flutwellen ohne Drehstrom.
90* 91*	237	Gegeneinander laufende Flutwellen.

Figur	Seite	
92	240	Bore im Tsien-tang-Fluß unterhalb Hang-tscheu (Moore, *Further Report on the Bore of the Tsien-tang-kiang*, London 1893).
93*	243	Übersicht der Meeresströmungen.
94	245	Stromboje (Thomson, *The Atlantic* I, 363).
95	246	Sigsbees Stromboje (*Deep-Sea Sounding*, pl. 5).
96	246	Aimés Stromzeiger (Zeitschr. f. allg. Erdk. 1854, III, Taf. 3).
97	248	Vorder- und Rückseite eines Flaschenpostzettels der Deutschen Seewarte.
98	251	Strömungen in der Äquatorial-Region (Segelhandbuch für d. Atlant. O. 1885).
99	254	Franklins Karte vom Golfstrom (Kohl, Geschichte des Golfstroms).
100	259	Treibendes Sargassum (Perrier, *Explorations sous-marines* p. 81).
101	260	Die nordatlantische Sargassosee (stark verkleinert nach Krümmel, Reisebeschreibung der Plankton-Expedition, S. 120).
102	262	*Trichodesmium erythraeum* (ebenda, S. 277, nach Schütt).
103	262	*Pyrocystis noctiluca* (ebenda, S. 276, desgl.).
104	262	*Planctoniella Sol* (ebenda, S. 258, desgl.).
105–109	263	*Rhizosolenia, Chaetoceros, Synedra, Thalassiosira, Ceratium* (nach Vanhoeffen in der Grönland-Exped. der Ges. f. Erdk., Bd. II, 258, 266, 288).
110	263	*Temora longicornis* (Gemeinfaßliche Mitteilungen aus den Untersuchungen der Kommission zur wiss. Unters. d. deutschen Meere, Kiel 1880, S. 24).
111	265	Meeresströmungen der Falklandsee (Ann. d. Hydrogr. 1883).

ABKÜRZUNGEN.

m = Meter. — *km* = Kilometer. — *qkm* = Quadratkilometer. — *kbkm* = Kubikkilometer. — Sm. = Seemeilen. — n. Br. = nördliche Breite. — s. Br. = südliche Breite.

NB. Alle Temperaturen sind nach der hundertteiligen Skala, alle geographischen Längen nach Greenwich angegeben.

Kapitel I.

Die Meeresflächen und ihre Gliederung.

Die Wasserdecke der Erde, die wir das Meer nennen, ist ein einheitliches Ganzes: es giebt nur ein Weltmeer, das die Kontinente wie die Inseln umflutend rings die Erdoberfläche zusammenhängend umgiebt. Wasserbecken, die durch Festlandteile vom Weltmeer losgelöst sind, gelten nicht als Zubehör des Meeres, auch wenn sie salziges Wasser enthalten oder einst in vergangenen Epochen der Erdgeschichte wirklich Teile des Ozeans gewesen sein sollten. Diese Kategorie von Wasseransammlungen unterscheidet der geographische Sprachgebrauch als Landseen oder Binnenseen. Man macht also ihnen gegenüber dieselbe Unterscheidung, wie sie zwischen Kontinenten und Inseln üblich ist.

Wollen wir die Flächenanteile, welche Land und Meer von der gesamten Erdoberfläche einnehmen, ermitteln, so haben wir demnach die Areale der Binnenseen den Kontinenten zuzurechnen, wie wir diesen ja auch alle von den Flußläufen eingenommenen Räume zuzählen.

Nehmen wir als Wert für die ganze Erdoberfläche nach Bessel 510 Mill. *qkm* an, so entfallen davon nach den neuesten Berechnungen von Hermann Wagner 144·5 Mill. *qkm* auf die Festlandflächen, also der Rest von 365·5 Mill. *qkm* auf die des Meeres. Hiernach ist also der Ozean mehr als $2^1/_2$ mal größer an Areal als alle Landflächen.

Hierbei ist allerdings zu beachten, daß wir die Umrisse von Land und Wasser auf der Erde noch nicht genau kennen, wie denn neuere Aufnahmen entlang den arktischen Küsten Sibiriens das Areal Asiens sehr merklich verändert haben. Insbesondere sind in den Nordpolarregionen rund 6 Mill., um den Südpol etwa 18 Mill. *qkm* als unerforscht zu betrachten, so daß wir nur auf einem Gesamtareal von 486 Mill. *qkm* die Ver-

teilung von Land und Meer wirklich kennen. Von diesem sind nun nach Wagners Zusammenstellung rund 134·5 Mill. als Land bekannt. Indes spricht eine gewisse Wahrscheinlichkeit dafür, daß den Räumen um den Nordpol große unbekannte Landflächen fehlen, während man umgekehrt geneigt ist, für die Südpolargebiete einen sechsten Erdtheil, die Antarktis, anzunehmen. Wagner giebt den noch zu entdeckenden Inseln um den Nordpol rund ein Sechstel, dem antarktischen Festland ein Halb der uns noch unbekannten circumpolaren Areale und gelangt so zu der oben angegebenen Zahl. Unter diesen Voraussetzungen verhält sich somit die Land- zur Meeresfläche wie 1 zu 2·54 oder wie 28 Proz. zu 72 Proz. Diese Zahlen werden als die wahrscheinlichen Werte für die Verteilung des Flüssigen und Trocknen auf der Erdoberfläche allen im Folgenden vorkommenden Rechnungen zu Grunde zu legen sein.

Das Antlitz des Erdballs ist folglich überwiegend ozeanisch.

Obwohl nun das Weltmeer ein zusammenhängendes Ganzes ist, so erscheint es doch gegliedert durch die ihm in unregelmäßiger Weise eingelagerten Festlandflächen. Nehmen wir einen Globus zur Hand und neigen seine Axe so, daß wir die Mündung der Loire genau in der Mitte des Erdbildes sehen, so überschauen wir gleichzeitig mit einem Blick den größten Teil alles irdischen Festlandes, nämlich ganz Europa, fast ganz Asien, ganz Afrika, sowie ganz Nordamerika und das nördliche Südamerika; außerhalb des Gesichtsfeldes fallen die südlichen Teile Südamerikas, Cochinchina, Malaka und der ostindische Archipel von Sumatra und den Philippinen an, ferner das ganze Festland von Australien samt den ihm benachbarten Inseln.

Stellen wir dagegen den Globus so ein, daß wir Neuseeland in der Mitte sehen, so haben wir fast nur ozeanische Flächen vor uns. Die Festländer sind also sehr unregelmäßig in das Meer eingelagert, sonst könnten wir nicht auf solche Weise eine Landhalbkugel und eine Wasserhalbkugel unterscheiden, oder mit Karl Ritters Worten, von einer eigentlich maritimen und

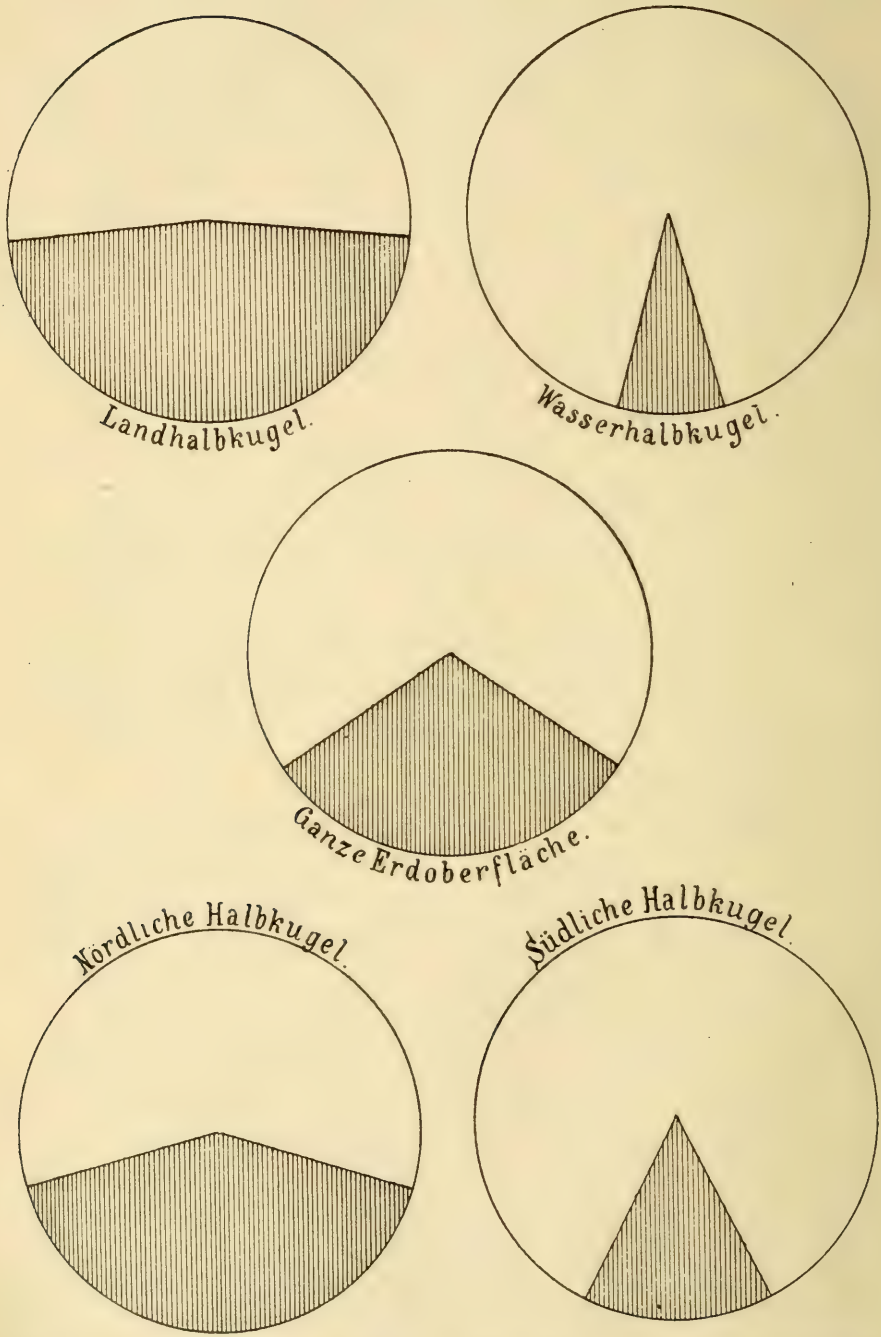
einer tellurischen Seite der Erde reden. Aber letzteres darf nur unter gewissen Einschränkungen gelten.

Berechnet man nämlich die Areale des Landes und des Meeres auf jeder dieser Halbkugeln, so ergiebt sich folgendes: Auf der sog. Landhemisphäre überwiegt keineswegs etwa das Land, ja beide Flächengrößen sind nicht einmal gleich, es stehen nur $120^1/_2$ Mill. *qkm* Land $134^1/_2$ Mill. *qkm* Meer gegenüber, was einem Verhältnis von 1 zu 1·12 oder wie 47 Proz. zu 53 Proz. entspricht. Also auch hier übertrifft das Meer das Land immerhin um einen Betrag von 14 Mill. *qkm*, eine Flächengröße, die gar nicht unbedeutend ist; hat doch ganz Südamerika nur $17^3/_4$ Mill. *qkm* Fläche. Es giebt also auch eine sog. Landhalbkugel in einem Sinne von überwiegender Landausdehnung nicht.

Auf der Wasserhalbkugel dagegen wirkt das Meer mit seinen $230^1/_2$ Mill. *qkm* geradezu erdrückend auf das winzige Landareal von nur $24^1/_2$ Mill., so daß hier also $9^1/_2$ mal mehr Wasser vorhanden ist als Land, oder beide Flächengrößen sich verhalten wie $9^1/_2$ Proz. zu $90^1/_2$ Proz. — Die Unterscheidung einer Wasserhalbkugel erscheint demnach im vollsten Maße als begründet.

Dementsprechend wird nun auch die nördliche Hemisphäre sehr viel mehr Land enthalten, wie die südliche. Während auf der letzteren 43·5 Mill. *qkm* Landflächen liegen, besitzt die andere Erdhälfte 101 Mill. *qkm*, also $2^1/_3$ mal so viel. Auf der Südhalbkugel verhält sich also Land zu Meer wie 17 zu 83 Proz., dagegen auf der nördlichen wie 39·6 zu 60·4 Proz., d. h. hier wie 2 zu 3. Während so, wenn wir die Halbkugeln vergleichen, das Wasser stets als das herrschende Flächenelement auftritt, so lassen sich doch, sobald wir auf schmaleren Zonen die Verteilung von Land und Wasser untersuchen, auch Breiten nachweisen, in denen das Land überwiegt. Dove hat schon im Jahre 1862 für jeden fünften Parallel die Anteile gemessen, die auf Wasser und Land entfallen, und gefunden, daß auf der nördlichen Hemisphäre zwischen 72^0 und 45^0 n. Br. das Land mehr als die halbe Zonenfläche beansprucht

Fig. 1—5.



Flächenverhältnis von Wasser und Land. (Die Landflächen sind schraffiert.)

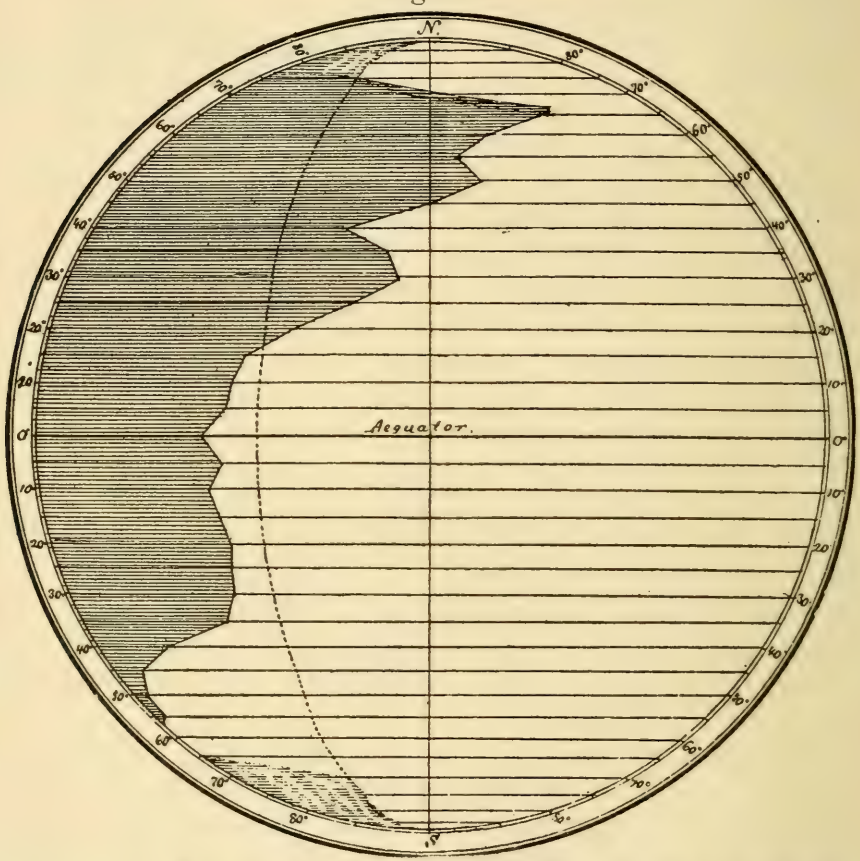
und genau unter dem nördlichen Polarkreise sogar mit 77·4 Proz. des Umfanges das Maximum seiner relativen Verbreitung erlangt. Beistehende graphische Darstellung,*) die nach den Dove'schen Zahlen entworfen ist, zeigt diese merkwürdige Anordnung und zugleich, wie das Wasser fortgesetzt um so stärker seinen Vorrang geltend macht, je mehr wir uns der Südhemisphäre nähern. Zwischen 15° n. Br. und 35° s. Br. bleibt das relative Verhältnis von Wasser und Land nahezu unverändert das gleiche (25·5 bis 25 Proz.) und ändert sich erst von 35° s. Br. ab schnell zu Gunsten des Wassers. Man erkennt auf dieser schematischen Darstellung deutlich die in der Nähe des Nordpolarkreises erfolgende Annäherung des asiatischen und nordamerikanischen Festlandes in der Gegend der Beringstraße, die Anlagerung Grönlands an Nordamerika. Anderseits bewirkt die Thatsache, daß das asiatische Festland in breiter nördlicher Front zwischen 65° und 72° n. Br. abbricht, ein schnelles Abfallen der Kurve. Sieht man aufmerksamer zu, so wird man wohl auch in 55° n. Br. die Einlagerung solcher Binnenmeere wie der Hudsonsbai, der Nordsee und der Ostsee und in 40° n. Br. die des Mittelmeeres wiedererkennen; überaus klar wird aber ersichtlich, daß sowohl Australien wie Afrika in der Nähe des 35° s. Br. ein Ende haben, wie denn auch fernerhin was sich an Festland noch südwärts 35° s. Br. findet, auf unserer graphischen Dar-

*) Auf dem Bilde sind die Abstände der einzelnen Parallelen so gewählt, daß die zwischenliegenden Streifen sich ihrem Areal nach untereinander genau so verhalten, wie die entsprechenden Zonen auf der Erdoberfläche. Die ausgezogene auf dem Äquator senkrechte Linie *NS* halbiert alle Zonen; die punktierte Kurve läßt links von sich 28 Proz. jeder Zonenfläche, gestattet also einen Vergleich der mittleren Verbreitung des Landes mit der thatsächlichen, für die Fünfgradzonen aus Doves Messungen sich ergebenden. Die Landräume polwärts von 75° n. Br. und 65° s. Br. sind, als hypothetische, nur gestrichelt schraffiert. Bemerkt sei schließlich noch, daß Dove die größeren Binnenseen (Kaspisches Meer) den Meeresflächen zugezählt hat.

stellung die äußeren Formen der Südspitze Südamerikas wiederholt.

Greifen wir nunmehr wieder zu unserem Globus, indem wir ihn so stellen, daß wir gerade auf den Nordpol der Erde sehen, so tritt uns auch hier ein gewisses Zusammenstreben der Festlandteile in der Nähe des

Fig. 6.



Verteilung von Wasser und Land nach Fünfgradzonen. (Das Land ist schraffiert.)

Nordpolargebietes entgegen. Südwärts hingegen weichen die Landflächen in drei großen Partieen mehr und mehr auseinander, sich dabei verschmälernd, halbinselartig zuspitzend oder ganz in Inseln auflösend. Auf einer Karte in sog. Sternprojektion, wie der beigegebenen, kann man diese Verhältnisse mit einem Blick über-

schauen. Da ist es nun weiter bedeutsam, daß der amerikanische Kontinent sich in Sförmiger Krümmung in der Nähe des Äquators dem afrikanischen Gebiet so annähert, daß die Wasserfläche ganz ungleichmäßig geteilt wird: dem schmalen sich wie ein Binnenmeer zwischen das Land hineinschmiegenden Nordatlantischen Ozean steht in doppelter Breite der Nordpazifische gegenüber. Anderseits zeigt diese Erdansicht, wie der

Fig. 7.

Erdkarte in Steinhauser's Sternprojektion.

australische Inselkontinent sich am weitesten aus der geselligen Nähe der übrigen Festländer entfernt.

In dieser wunderbaren Anordnung ist aber zugleich auch die Einteilung des irdischen Weltmeeres angedeutet. Durch die auseinander strahlenden Landbänder des amerikanischen, des afrikanischen und des asiatisch-australischen Kontinentes werden drei große Wasserbecken voneinander geschieden, das Atlantische, Indische und Pazifische. Diese drei geben uns diejenigen Meeresräume, welche allein würdig sind, den Namen von Ozeanen zu tragen.

Freilich ist diese Trennung der drei Ozeane nur auf der Nordhemisphäre, auf der südlichen aber nur bis 35^0 s. Br. deutlich vorhanden: was jenseits des letzteren Parallels dem Pol zu liegt, bleibt eine in sich ringförmig geschlossene Wassermasse, die wahrscheinlich erst innerhalb der eigentlichen Südpolarräume wieder durch Land, die schon erwähnte Antarktis, unterbrochen ist. Wir haben also einen südhemisphären Wasserring vor uns, der die ganze Erde umgiebt und es möglich erscheinen läßt, in 55^0 bis 60^0 s. Br. eine Weltumsegelung auszuführen, ohne daß ein Stück Land, nicht einmal eine Insel, dabei zu berühren wäre: also der volle Gegensatz gegen die gleichen nördlichen Breiten.

Wir haben schon oben darauf hingewiesen, daß sowohl der asiatische wie der amerikanische Kontinent ihre nördlichen Grenzen in der Nähe des 70. Breitengrades finden, da ja der erstere nur spärliche, der andere etwas reichlichere Inselgruppen noch weiter polwärts vorschiebt. Die arktischen Räume der Erde tragen daher keinen kontinentalen Charakter an sich, vielmehr ist quer durch sie in der Nähe des Poles eine Meeresverbindung zwischen dem Nordatlantischen und dem Nordpazifischen Ozean geschaffen. Bekanntlich unterscheidet man infolgedessen eine sogenannte nordwestliche Durchfahrt durch die Baffinsstraße und den Parry-Archipel hin und auf der andern Seite eine nordöstliche Durchfahrt an der Nordküste Sibiriens entlang. Thatsächlich mögen beide Durchfahrten wohl niemals nutzbare Schiffahrtswege abgeben: immerhin aber bleibt unbestreitbar, daß eine Meeresverbindung zwischen Nordatlantischen und Nordpazifischen Gewässern besteht, mag eine solche auch, je nach den großen Perioden der Witterung, dann und wann einmal offen und schiffbar oder nur submarin unter einer Eisdecke vorhanden sein: genug, daß sie besteht und wenn auch nicht von den Menschen zum maritimen Verkehr, so doch wenigstens von den Tieren der See zu Wanderungen benutzt werden kann.

Die eben hervorgehobenen flüssigen Verbindungen der Meeresräume in den polaren und südlichsten Breiten bewirken eben trotz aller deutlichen Dreigliederung im

Großen doch einen einheitlichen Zusammenhang des ganzen Weltmeeres. Wenn nun aber im hohen Süden ringsum eine solche Verbindung besteht, wo sollen wir da die Grenzen legen zwischen den drei Ozeanen?

Vor dem Problem einer möglichst natürlichen Einteilung der irdischen Wasserdecke stehend, folgen wir nicht der Ansicht jenes alten deutschen Geographen Bernhard Varen,*) dem Verfasser einer vor 200 Jahren weltberühmten „Allgemeinen Erdkunde", daß dabei nicht viel zu gewinnen sei, denn eine jede solche Einteilung bestehe doch nicht in der Natur, sondern nur in unserer Phantasie! Ist es doch schon für die Zwecke der Statistik und des Unterrichts unvermeidlich, ganz scharf bestimmte Grenzlinien aufzusuchen.

Handelt es sich darum, unregelmäßig gegliederte Flächen auf der Erdoberfläche in möglichst natürlicher Weise einzuteilen, so wird man sich dabei eben an die Umrisse selbst halten, d. h. man wird den morphologischen Gesichtspunkt in den Vordergrund stellen müssen.

Sollen wir auf einer Erdkarte die Linie bezeichnen, durch welche aus dem Länderkomplex der sog. Alten Welt der Erdteil Afrika abzutrennen ist, so werden wir die Grenze in der Landenge von Suez, heutigen Tages also im Suezkanal selber, suchen. Ebenso die Grenze zwischen Nordamerika und Südamerika jedenfalls an der schmalsten Stelle des Isthmus von Darien.

Dieses Prinzip können wir für die Einteilung der Meeresräume im Großen aber nur in wenigen Fällen anwenden; jedoch fast immer da, wo sich kleinere Meeresgebiete von den großen Ozeanen und untereinander natürlich abgliedern. So wird niemand bezweifeln, daß wir die Grenze des Mittelländischen Meeres gegen den Atlantischen Ozean in der Straße von Gibraltar

---

*) Varenius wurde im Jahre 1622 in Hitzacker an der Elbe geboren. Seine *Geographia Generalis* erschien in seinem Todesjahre 1650, und später in vielen Auflagen, deren beste kein Geringerer als Isaak Newton redigiert und kommentiert hat. Dennoch ist seine wahre Bedeutung erst mehr als zweihundert Jahre nach seinem Tode gewürdigt worden.

suchen, ebenso das Rote Meer und den Persischen Golf in den engsten Teilen ihrer Eingänge abgrenzen. Ähnlich werden wir in der Beringstraße eine bequeme Naturgrenze zwischen dem Nördlichen Eismeer und dem Beringmeer aufsuchen können, indem wir nur eine gerade Linie vom asiatischen Ostkap über die Diomed- und Krusensterninsel zum Kap des Prinzen von Wales ziehen. Das Beringmeer selbst werden wir im Süden von der großen Wassermasse des Nordpazifischen Ozeans dadurch abgliedern, daß wir die engsten Straßen zwischen den äußeren Aleuten-Inseln wählen, schließlich aber von dem westlichsten dieser Eilande, Attu, geradenwegs auf die Kupfer- und Beringinsel und von da auf das nächstgelegene Kap Kamtschatka der gleichnamigen Halbinsel hinübergehen. In gleicher Weise ließe sich das Karibisch-mexikanische Meer gegen den Atlantischen Ozean abgrenzen, oder das zwischen Asien und Australien eingeschaltete Inselmeer, indem man auch hier wiederum von Insel zu Insel die kleinsten Entfernungen aufsucht.

Aber auf der Südhemisphäre vereinigen sich alle drei großen Ozeanbecken, und eine natürliche Abgrenzung zwischen ihnen ist aus den Umrissen des Landes nicht zu finden. Am ehesten vielleicht noch im Süden von Amerika: denn hier ist die Verbindung zwischen dem Südatlantischen und Südpazifischen Ozean auf die verhältnismäßig schmale Straße zwischen dem Kap Horn und dem sog. Palmer- oder Grahamland eingeschränkt.

Wenn wir so im Süden Amerikas noch antarktische Land- oder Inselflächen finden, welche die Meeresverbindung einengen, so fehlt solcher Anhalt gänzlich im Süden Afrikas und Australiens. Denn in diesen Meridianen ist bis zum Polarkreise hin lauter freies Meer vorhanden, mit sechs oder sieben einsamen und kleinen Inselgruppen darin, die uns für unsere Aufgabe nichts nutzen. Wollen wir also überhaupt den Indischen Ozean in den höheren Breiten gegen seine Nachbarozeane abgrenzen, so müssen wir künstliche Grenzen wählen.

Es hat freilich Meeresforscher gegeben, welche ein Bedürfnis auch hierfür leugneten und insbesondere einer Scheidung des Indischen Ozeans vom Pazifischen widersprachen. Es war der große französische Hydrograph Claret Fleurieu, der in den letzten Jahren des 18. Jahrhunderts, in geistvoller Weise dieses Problem erörternd, zu der Entscheidung gelangte, daß nur zwei, dem Areale nach freilich sehr ungleiche, ozeanische Räume zu unterscheiden seien: der Atlantische, der sich zwischen den Ostrand Amerikas und die Westküsten der Alten Welt einlagert, und ein viel mächtigerer Ozean, der sich in wenig unterbrochener Fläche von der Ostküste Afrikas über den Südpol hinüber bis zu den westlichen Gestaden Amerikas erstreckt. Diesen genau zwei Drittel des ganzen Weltmeeres umfassenden Teil nannte Fleurieu den „Großen Ozean". Den Einwand, daß die hinterindische Inselwelt und das australische Festland diesen Zusammenhang zerschnitten, glaubte Fleurieu damit zu beseitigen, daß er die genannten Inselmassen und Masseninseln nur als losgesprengte und von diesem großen Ozean verschlungene Überreste einer südöstlichen Halbinsel von Asien bezeichnete, Australien also nicht als einen selbständigen Erdteil anerkennen wollte. Dazu kam, daß Fleurieu auch keinerlei Andeutung eines antarktischen Festlandes gelten ließ. Da war denn, wie ein Blick auf eine Karte der Südhemisphäre zeigt, eine solche Auffassung von einem Großen Ozean, der sich in einheitlicher Fläche vom Kap der guten Hoffnung quer über den Südpol hinüber bis an die Beringstraße ausdehnte, gar so unberechtigt nicht. Indes sind eben in den ersten vier Jahrzehnten des 19. Jahrhunderts die antarktischen Räume erst einigermaßen erforscht und dabei wieder die Möglichkeit eröffnet worden, wenigstens innerhalb des südlichen Polarkreises eine, freilich von Eis starrende und alles Lebens bare Inselwelt auftreten zu sehen. James Clark Ross hat auf seiner denkwürdigen Reise in dem Viktorialand bekanntlich vulkanische Kegelberge von der Größe unserer höchsten Alpengipfel entdeckt, Wilkes hat gleichzeitig die ausgedehnten Küsten eines antarktischen Festlandes nachzuweisen gemeint, und

südlich von Amerika haben wir bereits ein, wenn auch kleineres und mit den eben erwähnten noch nicht in Beziehung zu bringendes Inselland kennen gelernt. Seit diesen Entdeckungen ist Fleurieu's kühne und großartige Auffassung nicht mehr zu halten: denn, mögen diese antarktischen Landräume zu einem geschlossenen Festlande gehören, oder mögen sie nur einen Archipel, ähnlich dem nördlich von Nord-Amerika bestehenden, zusammensetzen, — ein ununterbrochener Zusammenhang der Südpazifischen Gewässer mit den Südindischen quer über den Südpol hinüber dürfte wohl kaum mehr in einem Sinne, wie Fleurieu ihn gewollt, anzuerkennen sein. Und damit fällt denn auch die Berechtigung seines „Großen Ozeans", denn da das australische Festland bis 43° s. Br. herab, das sogenannte antarktische aber Tasmanien gegenüber bis 65° s. Br. hinaufreicht, so bliebe als offene ozeanische Verbindung zwischen dem Pazifischen und Indischen Ozean nur eine Strecke von 22 Breitengraden oder 2400 *km* übrig, eine Entfernung, die ganz und gar verschwindet gegenüber der Breite der einst von Fleurieu quer über den Südpol angenommenen ozeanischen Fläche, die vom Südkap Tasmaniens bis zum Kap Horn nahezu 8000 *km* (die Entfernung vom Pol zum Äquator beträgt 10000) erreicht haben würde. So sind wir doch wieder darauf angewiesen, auch südlich von Australien zwischen dem Indischen und Pazifischen Ozean eine Grenze aufzusuchen.

Nach dem Vorschlage einer von der Geographischen Gesellschaft in London im Jahre 1845 eingesetzten Kommission, welchen A. Petermann sich rühmte, zuerst in die Geographie eingeführt und bekannt gemacht zu haben,*) hat man sich allgemein dahin geeinigt, die Meridiane der südlichsten Spitzen der Festländer, also den Meridian des Kap Horn oder 67° w. L., den des Kap Agulhas an der Südspitze von Afrika oder 20° ö. L., und den des Südkaps von Tasmanien oder 146° ö. L. (immer von Greenwich) als Grenzscheiden

*) Nämlich im Jahre 1850 in seinem *Atlas of Physical Geography*.

zwischen den drei Ozeanen anzunehmen und diese bis zum südlichen Polarkreis südwärts zu verlängern, dafür aber den Antarktischen Ozean innerhalb des Polarkreises vorläufig ganz aus dem Spiel zu lassen. Denn was will es anders bedeuten, wenn man innerhalb des südlichen Polarkreises einen besondern „Antarktischen Ozean" einschließt? — Endlich unterschied man auf der nördlichen Hemisphäre gleichfalls innerhalb des dortigen Polarkreises ein „nördliches Eismeer".

Mustert man den Verlauf dieser Linie auf einer Polarkarte oder einem Globus, so sieht man, wie sie in der Beringstraße nahezu mit der oben angedeuteten natürlichen Grenzlinie zwischen dem Ostkap und Kap des Prinzen von Wales sich deckt, und auch in der Davisstraße beinahe den engsten Teil bezeichnet. Auch in dem breitesten Thor des nördlichen Eismeers, dem zwischen Grönland und Norwegen, ist der Verlauf des Polarkreises nicht gar sehr von der kürzesten Linie entfernt, die Grönland mit Island und dieses mit Norwegen verbindet.

Auf diese Weise hat jene englische Kommission fünf Ozeane abgegliedert, die seitdem in die Schulbücher und Atlanten allgemein aufgenommen worden sind. Die Prinzipien, nach denen die Grenzen hier bestimmt worden, sind ursprünglich rein didaktische: man erzielte in den drei Grenzmeridianen und den beiden Polarkreisen Linien, die sich dem Auge wie dem Gedächtnis leicht einprägen.

Dennoch trifft diese künstliche Einteilung (wenn man will, diese Verlegenheitsteilung) auch einen durchaus natürlichen Charakterzug, wenigstens der drei großen ozeanischen Becken. Jene drei Grenzmeridiane sind nämlich auch im Großen und Ganzen die natürlichen Grenzen für die Systeme der Meeresströmungen in jenen drei Ozeanen: könnten wir also in jenen Meridianen feste Grenzwände errichten zur völligen Abscheidung der drei großen Meeresbecken, so würde dadurch das Bild der Meeresströmungen nicht gerade wesentlich verändert werden. Diese Betrachtungen führen uns nun weiter.

Wenn wir so jene drei großen Becken als für sich selbständig dastehende Wassermassen anerkennen, so

kann dies für die beiden Polarmeere nicht der Fall sein. Das Südpolarmeer ist so durchaus eine Verlegenheitsbildung, daß wir billigerweise überhaupt von ihm absehen dürfen. Dagegen erweist sich bei näherer Betrachtung, wie später gezeigt werden soll, das nördliche Eismeer in seinen Strömungen als ein passives Anhängsel des Nordatlantischen Ozeans; seine Strömungen sind im Wesentlichen nichts anderes als Ausläufer des Golfstromes und von diesem hervorgerufene Gegenströmungen. Wollten wir das Nordpolarbecken gegen den Atlantischen und Pazifischen Ozean abschließen, so würden die Strömungen und überhaupt das ganze Wesen dieses Meeresteils verändert werden. Das nördliche Eismeer ist also keine selbständige Bildung im Sinne der drei großen Ozeane.

Sehen wir uns eine Karte der Meerestiefen (Fig. 10) an, so zeigt sich denn auch weiter, daß das Becken jenes Eismeeres in einem sehr unvollkommenen Zusammenhang steht mit dem ozeanischen Tiefenbecken des Atlantischen Ozeans. Die größte Tiefe der Beringstraße beträgt nach den Vermessungen von Bord des amerikanischen Schoners Yukon nur 50 *m*; diejenige der Davisstraße an ihrer engsten Stelle nach den Lotungen durch das dänische Kanonenboot Fylla im Sommer 1884 nur 730 *m*; zwischen Grönland und Island, sowie zwischen Island und Schottland haben wir nach den Vermessungen der dänischen und englischen Marine einen submarinen Rücken, der gleichfalls nur 550 *m* Wasser über sich hat. Was will diese geringe Tiefe besagen gegenüber der 10, ja 15 mal größeren der eigentlich ozeanischen Räume, die sich auch im Innern des Nordpolarbeckens nicht wieder finden? So ist demnach durch die sichtbaren Küstenlinien und diese unterseeischen Rücken eine natürliche Abscheidung des Nordpolarmeeres von dem Atlantischen und Pazifischen Ozean hergestellt, die ausreichend erscheinen darf, um diesen Meeresraum von den benachbarten Ozeanen, namentlich vom Atlantischen, abzutrennen und als ein gesondertes ozeanisches Individuum für sich hinzustellen.

Mustern wir nunmehr die drei großen Ozean-

becken des näheren, so bemerken wir, wie, in ähnlicher Weise an ihren Rändern oder nur durch schmale Straßen mit ihnen verknüpft, sich eine ganze Anzahl von kleineren Meeresräumen von ihnen abgliedert, wobei die sichtbaren Grenzen durch Halbinseln der umgebenden Festländer oder vorgelagerte Inselketten gegeben werden. Am zahlreichsten sind diese Nebenmeere im Umkreise des Atlantischen Ozeans, wie auch schon das Nordpolarmeer von diesem eben abgetrennt werden mußte. Wir bemerken im Osten die Nordsee, dahinter die Ostsee; ferner das Mittelländische Meer, — im Westen das Karibisch-mexikanische Meer, den Golf von St. Lorenz, und ähnlich die Hudsonsbai: sämtlich durch verhältnismäßig nur schmale Zugänge mit dem eigentlichen Ozean verbunden. Im indischen Gebiet haben wir so das Rote und das Persische Meer, dann das große hinterindische Inselmeer zwischen Asien und Australien. Endlich im Gebiete der Südsee das Ostchinesische, Japanische, Ochotskische und Beringmeer, denen sich dann noch das viel kleinere Kalifornische Golfmeer und allenfalls noch die zwischen Tasmanien und dem australischen Festland gelegene Baßstraße anreihen. Natürlich können hier nicht alle kleinen und schwachen Ausbuchtungen der Küsten, die wir als Meerbusen, Buchten oder Golfe bezeichnet finden und die in weiter Öffnung ohne deutliche Abgrenzung in die benachbarten Meeresflächen übergehen, in Betracht kommen, sondern nur solche Meeresgebilde, die sich natürlich abgliedern und so aus ihrer ozeanischen Nachbarschaft heraus heben. Auch eine gewisse räumliche Größe wird dazu gehören, wie wir denn von Strandseen, Haffen oder Lagunen, die sehr zahlreich aber nur klein sind, billigerweise ganz absehen wollen.

Alle diese kleineren Räume, die wir eben Nebenmeere nannten, sind offenbar nicht von demselben Range, wie die drei großen Ozeane. Viele unter ihnen führen ein völlig abgeschlossenes Dasein für sich, wie beispielsweise die Ostsee, das Mittelländische, das Rote Meer, der Persische Golf, die Hudsonsbai. Sicherlich würden sie den Charakter als Meeresräume oder Meeresteile

völlig einbüßen, wenn ihre Wasserverbindung mit dem benachbarten offenen Ozean abgeschnitten würde. Was sollte wohl aus dem Mittelländischen Meere werden, wenn wir die Straße von Gibraltar durch irgend ein Naturereignis uns verschlossen denken? Die über diesem weiten Gebiete herrschende sehr beträchtliche Verdunstung würde es sehr bald austrocknen. Weder der Nil, noch der Ueberschuß atmosphärischen Wassers, der den Dardanellen entströmt, könnte alsdann verhindern, daß, wenn die Zufuhr aus dem Atlantischen Ozean ausbliebe, der weite Raum des Mittelmeeres sich in eine tief ausgemuldete Steppe umwandelte, in deren größten Vertiefungen das wenige Wasser, welches die Verdunstung etwa noch zurückließe, in Gestalt stark gesalzener Steppenseen sich ansammelte. Nur das Schwarze Meer würde diesem Schicksale entgehen, da es schon gegenwärtig an einem Übermaß von zufließendem Süßwasser leidet: nur würde es alsdann, wenn der Abfluß durch den Bosporus erhalten bliebe, völlig aussüßen. Letzteres wäre auch das Schicksal der Ostsee, wenn wir uns anstatt der breiten Belte eine Art Bosporus denken dürften.

Wir haben also hier irdische Räume vor uns, die nur durch ihre mehr oder weniger ergiebige Verbindung und steten Wasseraustausch mit den offenen Ozeanen in ihrem Wesen und ihrer Existenz als Meeresgebilde erhalten werden: es sind unselbständige Bildungen, gegenüber den allein selbständigen drei echten großen Ozeanen.

Mustern wir nunmehr die Reihe dieser unselbständigen Nebenmeere, so bemerken wir an ihnen mehrere typische Unterschiede, die es uns gestatten, sie weiter in zwei große Gruppen zu klassifizieren.

Als den einen Grundtypus dürfen wir das Mittelländische Meer hinstellen: es dringt tief ein zwischen die drei Kontinente Europa, Asien und Afrika, und rings wird es umlagert von großen Kontinentalflächen! Ein zweites Mittelmeer erblicken wir zwischen Nord- und Südamerika als Karibisch-mexikanisches Meer, das zuerst wohl von dem französischen Naturforscher Buffon das Amerikanische Mittelmeer genannt worden ist.

Als drittes, den beiden an Rang ebenbürtiges, nennen wir das zwischen die Kontinente Asien und Australien eingelagerte hinterindische Inselmeer, das darum den Namen des „Australasiatischen Mittelmeeres“ zu tragen verdient. Endlich glauben wir auch, wiederum auf unsern Globus zurückgreifend, der allein die Areale und Formen in den wahren Verhältnissen gegeneinander dem Blicke darbietet, daß auch das Nördliche Eismeer eine den drei anderen verwandte Mittelmeerbildung ist, und zwar eine allerersten Ranges: der Globus oder auch die Polarkarte (oben S. 7) zeigt uns, daß es eingeschaltet ist zwischen dem sich verbreiternden Norden Amerikas und den ebenso mächtig sich ausdehnenden Flächen Nordasiens und Nordeuropas: es ist sozusagen quer über den Pol gerechnet das Mittelmeer zwischen der Alten und der Neuen Welt, denn es scheidet beide Welten da, wo sie sich in breitester Flächenentwickelung am meisten nähern. Man könnte hier einwenden, das „Arktische Mittelmeer“ sei zu groß, um noch neben die anderen drei Mediterranbildungen gestellt zu werden. Es beträgt nämlich das Areal

des Mittelländischen Meeres	2·9	Mill. *qkm*
des Amerikanischen Mittelmeeres	$4^1/_2$	„ „
des Australasiatischen Mittelmeeres	8	„ „
des Arktischen Mittelmeeres	13	„ „

Es ist also um die Hälfte größer als das australasiatische, mehr als viermal so groß als das europäisch-afrikanische! Doch zeigt sich schnell, daß das arktische Eismeer ganz beträchtlich an Größe hinter den offenen Ozeanen zurückbleibt, und zwar viel mehr als die anderen Mittelmeere hinter ihm selber. Es kommen nämlich auf die drei Ozeane (ohne ihre Nebenmeere):

Atlantischer Ozean:	79·8	Mill. *qkm*
Indischer Ozean:	72·6	„ „
Pazifischer Ozean	161·1	„ „

Es ist also der kleinste der Ozeane, nämlich der Indische, fünfeinhalbmal größer als das nördliche Eismeer, der geräumigste Ozean aber zwölfmal größer. Lehrreicher

ist es, das Areal des Australasiatischen Mittelmeers, weil dieses das nächstgrößte hinter dem nördlichen Eismeere sein würde, als Einheit anzunehmen. Dann würde sein:

das Australasiatische Mittelmeer	= 1
das Nördliche Eismeer	= $1^1/_2$
der Indische Ozean	= 9
der Atlantische Ozean	= 10
der Pazifische Ozean	= 20

Offenbar gehört also das nördliche Eismeer derselben Größenordnung an wie die anderen Mittelmeere, nicht aber der Ordnung der Ozeane.

Auch wenn wir neben den Arealen die horizontalen Dimensionen ins Auge fassen, so ergibt sich, daß die größten Entfernungen, die hier in Betracht zu ziehen wären, beim nördlichen Eismeer nicht gerade viel beträchtlicher sind als etwa zwischen Südchina und Nordaustralien. Vom innersten Teil des Golfs von Tonkin, der Mündung des Songkaflusses, bis zum Hafen Port Essington in Nordaustralien sind es 4500 *km* (= 2430 Sm.), während der Abstand der Halbinsel Statland an der norwegischen Küste, die wir als einen Grenzpunkt des arktischen Meeres betrachten, und der Beringstraße 5675 *km* (= 3060 Sm.) beträgt. Das nördliche Eismeer zeichnet sich vor dem schlankeren Australasiatischen Meer durch eine viel abgerundetere Gestalt aus, daher trotz des größeren Areals keine entsprechend wachsenden Uferabstände.

Wir haben aber unter den kleineren unselbständigen Meeresräumen noch einige wenige, die einen gewissen Charakterzug mit den großartigen, eben beschriebenen Mittelmeerbildungen gemein haben, nämlich daß sie zwischen größere Festlandmassen eingelagert sind. Als solche Mittelmeere zweiter Ordnung erkennen wir an: die Ostsee oder das Baltische Mittelmeer,*) das Rote

*) So schon von Grandi in seinem *Sistema del mondo terraqueo, Venezia 1716,* genannt. Der morphologische Begriff der Mittelmeere im Gegensatz zu den Ozeanen erscheint bereits

Meer, den Persischen Golf und endlich die Hudsons-Bai, indem wir diese vom Arktischen Mittelmeer loslösen.

An den nun übrig bleibenden Meeresräumen erkennen wir dagegen ein gemeinsames Merkmal darin, daß sie den größeren Kontinentalmassen nicht eingelagert, sondern nur angelagert und durch Inselketten vom benachbarten Ozean getrennt sind. Wir nennen sie darum Randmeere und finden sie sehr zahlreich auf der Erdoberfläche entwickelt: die Nordsee und das britische Randmeer unter den europäischen Gewässern; ferner an den Küsten Amerikas, auf der Ostseite den Golf von St. Lorenz oder das Laurentische Randmeer; auf der pazifischen Seite das *mar vermejo* oder Kalifornische Randmeer. Besonders schön treten sie aber im Nordwesten des Pazifischen Ozeans auf, wo wir sie nebeneinander durch hauptsächlich oder ganz vulkanische Inselguirlanden gegen den Ozean abgegrenzt finden: das Beringmeer, das Ochotskische, Japanische und Ostchinesische Randmeer. Man darf auch in der Baßstraße ein „Tasmanisches Randmeer“ und in dem zwischen Sumatra und der Halbinsel Malaka einerseits und der Inselkette der Nikobaren und Andamanen anderseits gelegenen Meeresteil noch ein „Andamanisches Randmeer“ erkennen.

Wir gelangen also zu folgender Klassifikation der Meeresräume:

A. **Selbständige Meeresteile,** mit eigenem System von Meeresströmungen versehene, offene **Ozeane:**

1. der Atlantische Ozean,
2. der Indische Ozean,
3. der Pazifische oder Große Ozean oder die Südsee.

B. **Unselbständige Meeresräume,** von den Ozeanen ihrem Wesen nach abhängige **Nebenmeere.**

a) Zwischen Festlandmassen eingeschaltete **Mittelmeere:**

---

in einer Straßburger Dissertation des Dr Georg Christannus 1534, aber in voller Klarheit erst bei Isaac Vossius 1663.

α. Mittelmeere ersten Ranges oder interkontinentale:

1. das Romanische,
2. das Amerikanische,
3. das Australasiatische,
4. das Arktische;

β. Mittelmeere zweiten Ranges oder intrakontinentale:

5. das Baltische,
6. das Rote,
7. das Persische,
8. das Hudson'sche.

b) Den großen Landmassen angelagerte **Randmeere:**

α. Atlantische Gruppe:

1. die Nordsee oder das Deutsche Randmeer,
2. das Britische,
3. das Laurentische;

β. Westpazifische Gruppe:

4. das Ostchinesische,
5. das Japanische,
6. das Ochotskische,
7. das Beringische,

γ. Isolierte (zwei pazifische, ein indisches):

8. das Kalifornische,
9. das Tasmanische,
10. das Andamanische.

Überschauen wir nunmehr die Reihe der Nebenmeere, so zeigen sich noch eine Anzahl morphologischer Eigenschaften von wesentlicher Natur, die im vorigen noch nicht berührt worden sind.

So ist zunächst ihre Anordnung nach der geographischen Breitenlage eine sehr auffallende: nur ein Nebenmeer, das Tasmanische Randmeer, ist ganz süd-

hemisphärisch; das Australasiatische Mittelmeer ist halb nord-, halb südhemisphärisch; hingegen der große Rest von neun Rand- und sieben Mittelmeeren ist durchaus Eigentum der nördlichen Halbkugel.

In dieser Anordnung kommt der für das Antlitz der Erde so bezeichnende Grundzug zur Geltung, daß die Umrisse des Festen und Flüssigen nördlich vom Äquator reicher gegliedert sind als südlich davon.

Betrachten wir die Breitenlage im einzelnen, so ist weiterhin merkwürdig, wie von den acht Mittelmeeren vier in den Breiten zwischen dem Äquator und 30° n. Br., also in den Tropen, liegen; eines, das Romanische, ist subtropisch, zwei (das Baltische und Hudson'sche) sind in höheren Breiten, in den höchsten aber ist das Arktische zu finden. Dagegen liegen von den Randmeeren sechs in den hohen Breiten zwischen 45° und 60° n. Br., zwei (das Ostchinesische und Kalifornische) in subtropischen Breiten, und nur eines, das Andamanische, in den Tropen. Vielleicht, daß unsere Nachkommen einmal in der Antarktis noch kleine Mittelmeere oder Randmeere kennen werden.

Nach unsrer gegenwärtigen Kenntnis aber nimmt die Zahl der Nebenmeere im Allgemeinen polwärts zu, entsprechend der oben (S. 6) graphisch dargestellten Zunahme der Festlandflächen im Verhältnis zu den Meeresflächen von 30° bis 70° n. Br. Und der Nordpol selbst wird von dem größten aller Nebenmeere beherrscht. — Die Beziehungen beider Phänomene liegen klar zu Tage: wo mehr Land im Meere, ist größere Gliederung möglich, wo mehr Gliederung, da auch mehr Nebenmeere. —

Sehen wir nun in diese selbst hinein, suchen wir uns also gewissermaßen ihre innere Gliederung zu vergegenwärtigen, so zeigt sich sehr bald, daß sie nicht durchweg einfache Bildungen sind. Ausnahmslos gilt dies von den halbinselreichen und inselerfüllten interkontinentalen Mittelmeeren.

Das Romanische Mittelmeer besitzt in seinem Bereich in Gestalt der Adria und des Pontus kleine Mittelmeere zweiter Ordnung, im Asow'schen Meer

sogar ein Mediterraneum dritter Klasse; das Ägäische Meer, und vielleicht auch das Tyrrhenische sind Randmeere zweiter Ordnung.

Das Australasiatische Mittelmeer zeigt in der Sulu-, Celebes-, Molukken-, Banda-, Alfuru- und Sawu-See eine ganze Kette sekundärer Randmeere, die einst schon Alexander v. Humboldt als morphologische Fortsetzung der ostasiatischen Randmeere (erster Ordnung) angesprochen hat.

Das Amerikanische Mittelmeer ist eine deutlich viergeteilte Bildung: der mexikanische Golf ist ein Mittelmeer zweiter Ordnung, während das Kayman-Becken, der Bahama-Archipel und das Karibische Meer als Randmeere sekundären Ranges gelten könnten.

Das Arktische Mittelmeer zeigt im Weißen Meer ein sekundäres Mittelmeer, in der Baffinsbai und Kara-See untergeordnete Randmeere.

Von den kleineren Mittelmeeren zeigt besonders die Ostsee eine reichere innere Gliederung: der Finnische und besonders der Bottnische Golf sind Miniatur-Mittelmeere, der Rigaische Busen ein Randmeer, das sich vom Hauptkörper der eigentlichen Ostsee absondern läßt: einer Art der Gestaltung, die einst schon Varenius auffallend fand.

So stellen sich namentlich die großen interkontinentalen Mittelmeere als ganze Nebenmeer-Komplexe dar, ein jedes eine Genossenschaft von unselbständigen Meeresräumen zweiten und dritten Ranges, die lediglich durch ihre gemeinschaftliche Einschaltung zwischen die großen Kontinentalmassen der Erde zu einem Meeresraum höherer Ordnung zusammengefügt werden. Diese vom Meere erfüllten vielzelligen Bauwerke, mit ihrer innigsten Durchdringung von Land und See, mildern wenigstens örtlich die gewaltige Trennung der großen Erdfesten voneinander, die, in Gestalt der großen und offenen Ozeane, das Bild unsres Planeten beherrscht.

Man könnte die großen interkontinentalen Mittelmeere demnach auch „zusammengesetzte“ nennen.

Unter den Randmeeren zeigen nur das Britische und Ostchinesische sekundäre Gliederungen von Be-

deutung: das letztere schiebt in Gestalt des Golfs von Petschili ein kleines Mittelmeer zweiter Ordnung in den Körper des asiatischen Festlandes hinein, während das Britische Randmeer fast ganz in drei sekundäre Randmeere zerlegt werden kann, in den Ärmel-Kanal, den Georgs-Kanal und die westschottischen Minches. Nach einer veralteten Auffassung besäße vielleicht die Nordsee im Kattegat einen Meeresanhang, der ein sekundäres Randmeer vorstellen könnte, wenn man nicht vorzieht, darin eine besondere Abart von Meeresstraßen zu erkennen, die man „Zwischenmeere“ genannt hat und als deren Typus das Marmor-Meer (die Propontis) gelten darf. Wir werden uns aber später überzeugen, daß es überhaupt geboten ist, das Kattegat ganz zur Ostsee zu rechnen.

Wenn man aber in voller Strenge vorgehen wollte, so müßte man sogar die ganze Ostsee als einen untergeordneten Anhang der Nordsee oder des arktischen Mittelmeeres hinstellen, denn nur durch deren Vermittelung kann sie mit dem offenen Ozean in Verkehr treten. Die Nordsee selber berührt freilich den Nordatlantischen Ozean auch nur auf der schmalen Strecke bei Faira zwischen Schottland und den Shetland-Inseln, während ihr Hauptthor nach Norden hin liegt und in das europäische Nordmeer, also Arktische Mittelmeer hinausführt. So wäre auch sie schließlich mehr ein Anhang des letzteren als des Ozeans. Beachtet man aber weiter, daß ihr auch durch den Britischen Kanal ozeanischer Zufluß übermittelt wird, so würde es doch wohl an Pedanterie grenzen, wenn wir nicht doch der Nordsee ihren Rang als ein primäres Randmeer belassen wollten.

Schwieriger liegt allerdings die Frage über die Stellung der Ostsee. Wenn wir im vorigen und im folgenden den strengen Standpunkt verlassend, auch sie als ein besonderes Nebenmeer auffassen, so führen wir dafür nur folgendes an.

Zunächst ist die Abtrennung der Ostsee von der Nordsee durch das Vordringen der cimbrischen Halbinsel nach Norden eine sehr entschiedene, wie ein Blick

auf die Karte zeigt. Die Wassermasse der Ostsee geht nicht so auf in derjenigen der Nordsee, wie etwa die der Adria in der des Mittelmeeres, oder wie die des Pontus zurücktritt an Areal vor der des benachbarten Mittelmeeres. — Anderseits zeigt die Ostsee so typisch das tiefe Eingreifen in breite Festlandflächen, wie es den intrakontinentalen Mittelmeeren eigen ist, daß dieser Charakterzug für sich ausreichend erscheinen darf, die Ostsee neben und nicht unter die Nordsee zu stellen, die ja ihrerseits wiederum sehr schön das kennzeichnende Merkmal der Randmeere, die Anlagerung an einen Kontinent zeigt. Sollte man beide Gebilde zu einem Nebenmeer vereinigen, — in welche Klasse würde man dieses einzustellen haben? Soll man ein solchergestalt vereinigtes „germanisches Randmeer“ oder ein „germanisches Mittelmeer“ aufstellen? Es liegt auf der Hand, daß hier Heterogenes vereinigt werden müßte, was besser getrennt bleibt. Im Ganzen stehen wir hier mehr vor einer Frage geographischen Taktgefühls als wissenschaftlichen Scharfsinns. Aber schließlich beweisen alle diese Schwierigkeiten doch am allerbesten, wie reich und wie verwickelt die Gliederung des Festen und des Flüssigen gerade in dieser Breitenzone der Nordhemisphäre sich gestaltet. Auf der andern Halbkugel wäre ein solches Problem gar nicht denkbar.

Für die hier gegebene Einteilung ist ausschließlich die wagrechte Gliederung maßgebend gewesen, und nur aushilfsweise haben wir einmal auf die Tiefenverhältnisse der Becken zurückgegriffen. In der That sind die horizontalen Umrisse durchaus als das vornehmste Merkmal festzuhalten: sie verbürgen uns den einheitlichen Zusammenhang des ganzen Weltmeers und die Abhängigkeit aller Nebenmeere von den benachbarten Ozeanen, sie ermöglichen es, jeden der großen Ozeane und das einzelne Nebenmeer als ein einheitliches Individuum zu behandeln, so wie es uns die Natur wirklich darbietet.

Wie bei allen geographischen Einteilungen der Erdoberfläche sind allerdings auch noch andre Gesichtspunkte sehr wohl denkbar. Am wenigsten Gewinn ver-

spricht die simple Unterscheidung nach Flächengrößen, die wir bereits oben (S. 17) flüchtig gestreift haben: sie würde uns etwa drei Ordnungen, die der großen Ozeane, die der mittleren und der kleineren Nebenmeere liefern. Mehr Erfolg könnten die geologischen Gesichtspunkte versprechen, wobei die Entstehung der Meeresbecken aufzusuchen und die gleichartig gewordenen zusammenzustellen wären. Soweit die gegenwärtigen Kenntnisse der überseeischen Küstengebiete überhaupt für solche Betrachtungen ausreichen, hat namentlich Eduard Sueß wichtige Andeutungen gegeben; ihm sind Alfred Hettner und Hermann Wagner gefolgt.

So erscheinen einzelne Randmeere und Randgebiete der Ozeane als seichte Überschwemmungen von Landsenken in flach geschichteten Tafelländern: solche „Überspülungs-“ oder „Pfannenmeere“ sind das Weiße Meer, die Ostsee, der Britische Kanal mit der Südhälfte der Nordsee, die Irische See und die Hudsonsbai. Wahrscheinlich sind früher einmal auch die südamerikanischen Tiefländer derartige Überspülungsmeere gewesen.

Auf tief eingreifenden Bewegungen der Erdkruste beruhen drei andre Gruppen von Meeresbecken.

Wo zwischen zwei parallelen Spalten die Erdkruste grabenartig eingebrochen ist, entstehen „Grabenmeere“, wie das Rote Meer, das Arabische Meer mit dem Golf von Aden, der Kanal von Mosambique, der Busen von Biscaya: sie sind eingesenkt zwischen flachgeschichtete Tafelländer, deren mannigfach gebrochene Grundblöcke schollenartig gegeneinander verschoben sind.

Wo solchen Schollengebieten aber Faltengebirge nach der festländischen Seite hin vorgelagert sind, finden sich bisweilen weite in den Zwischenraum eingebettete Mulden, die dann von „Vormeeren“ eingenommen werden: der Meerbusen von Bengalen mit dem indischen Tiefland, der Persische Meerbusen, die östliche Hälfte des Mittelmeeres, der Meerbusen von Mexiko sind Typen dieser Gruppe. Auch der Kaspische See würde sich hier einreihen.

In andern Fällen liegen die Falten weit hinaus

im Ozean, während hinter ihnen oder ihren Trümmern landeinwärts Senkungsbecken vom Meer überflutet sind und die sog. „Rückmeere“ geben. Die große Reihe der ostasiatischen Randmeere erster und zweiter Ordnung von Alaska bis nach Neuguinea hin stellt Vertreter dieser Gruppe; außerdem gehören noch das Andamanische und Karibische Meer, das westliche und das ägäische Gebiet des Mittelmeeres, ebenso das Schwarze Meer dazu.

Schon aus einem solchen kurzen Überblick sind die Vorzüge wie die Schwächen dieses Einteilungsprincips deutlich zu erkennen. Unbestreitbar sind die Formen des Meeres gegeben in den Formen des Gefäßes, worin sich die Flüssigkeit befindet, und ebenso gewiß ist, daß Bewegungen der Erdkruste die heutigen Meeresbecken geschaffen haben: „Der Erdball sinkt ein; das Meer folgt.“ Anderseits aber liegt auf der Hand, daß auf diesem geologischen Wege überhaupt nur die Randgebiete der Meeresdecke einer begründeten Klassifikation zugänglich sein werden, ferner daß die einzelnen Teile eines in der Natur als eine Einheit uns vor Augen liegenden Ozeans oder Nebenmeeres sehr wohl weder gleichartig noch gleichzeitig entstanden sein können; wie das denn bei den verschiedenen Gliedern des Mittelländischen Meeres bereits festgestellt ist, während sie doch allesamt miteinander durch das Wasser zu einer übergeordneten Einheit verbunden sind. Ein Verfahren aber, das einem Ganzen untergeordnete Teile herauszulösen und dabei die natürlichen Einheiten künstlich zu zerschneiden nötigt, ja die Meeresräume geradezu wie trockene Thalbecken betrachtet, giebt nicht den Weg zu dem von uns gesuchten natürlichen System. Zu einem Meeresraum gehört vor Allem auch das Wasser, nicht bloß das Becken, und das Wasser ist entscheidend für den Zusammenhang aller Meeresgebilde und je nach dem Verlaufe der wagrechten Umrisse, für die Abgrenzung der Nebenmeere und der Ozeane.

Ehe wir diesen Gegenstand verlassen, können wir nicht umhin, noch einige Bemerkungen hinzuzufügen über die Namen, die wir den Meeresräumen zu erteilen pflegen, und über deren historische Berechtigung.

Der Name des Atlantischen Ozeans, in dem Sinne, wie wir ihn heute gebrauchen, ist zurückzuführen auf den bereits oben erwähnten deutschen Geographen Bernhard Varen (1650). Noch lange Zeit hatten indes ältere Benennungen Geltung; wie beispielsweise die des Mar del Norte, also Nordmeeres, und zwar war nicht etwa nur der nordatlantische Raum so benannt, sondern auch das Meer im Osten des Kap Horn trug noch diesen Namen auf Karten des 18. Jahrhunderts. Der berühmte Geograph Gerhard Kremer, gen. Mercator, hatte nur den nordäquatorialen Teil als atlantisch bezeichnet, während er für den auf der Südhemisphäre gelegenen den Namen des äthiopischen Ozeans einführen wollte.

Während man nach diesen und anderen Wandlungen, die im einzelnen vorgeführt hier nur ermüden dürften, endlich ganz allgemein den Namen des Atlantischen Ozeans anerkannt hat, und der Begriff und Name des Indischen Ozeans niemals strittig war, ist eine solche Entscheidung für den dritten und größten Ozean noch heute nicht erreicht Der deutsche Seemann der Nordseeküste hält zwar noch mit einer gewissen Zähigkeit daran fest, dieses gewaltigste Ozeanbecken der Erde als Südsee zu bezeichnen: auch die nach dem Ochotskischen Meer oder Kalifornischen Häfen bestimmten Segler sind noch heute für ihn „Südseefahrer“. Der deutsche Seemann knüpft damit, pietätvoll darf man wohl sagen, an die älteste Bezeichnung dieses Ozeans an, die bekanntlich von seinem Entdecker Balboa herrührt. Dieser erblickte, als der Erste die Landenge von Panama übersteigend, am 25. September 1513 das lang ersehnte Meer zuerst gegen Süden, wie das bei der ostwestlichen Erstreckung jener Landenge nicht anders möglich war. Für seine Zeitgenossen stellte sich diesem Mar del Sur der Atlantische Ozean als Mar del Norte gegenüber, und diese Auffassung einer großen

Zeit spiegelt sich noch wieder in zwei zentralamerikanischen Küstenorten: der Haupthafen der Republik Nicaragua an der karibischen Seite trägt den Namen San Juan del Norte, während an der pazifischen Seite ihm ein San Juan del Sur gegenüberliegt, wobei indes diese südliche St. Johannisstadt das Unglück hat, um 20 Bogenminuten nördlicher zu liegen, als die angeblich nördlichere Schwesterstadt.

Nur wenige Jahre jünger ist die auf Magellan zurückzuführende Benennung des Stillen Ozeans: ein Name, welchen dieser große Entdecker mit vollem Recht vorschlagen konnte. War er doch volle hundert Tage vom Feuerlande bis zu den Philippinen gesegelt, ohne daß ihm ein Sturm begegnete! Diese Benennung ist, wie es scheint, gegenwärtig die lebenskräftigste, und zwar in der romanischen Form des Pazifischen Ozeans. Eine dritte Benennung ist den Franzosen zu verdanken: nachdem schon im Beginn des 18. Jahrhunderts, in welchem bekanntlich die französischen Geographen die Führer unserer Wissenschaft waren, der große Guillaume Delisle auf seinen Karten von einem Grande Mer du Sud, also der „Großen Südsee" gesprochen, trat um 1756 sein Schüler Philipp Buache mit dem Vorschlage hervor, diesen gewaltigsten Ozean der Erde einfach den „Großen Ozean" zu nennen. Wirklich ist dieser Ozean doch allein größer als die beiden anderen Ozeane zusammen genommen! Dieser Vorschlag hat indes in praktisch-nautischen Kreisen keinen Eingang gefunden, es huldigte ihm nur ein Theil der Gelehrten. Soll man, vor diesen drei Benennungen stehend, eine Entscheidung treffen, so ist „die Südsee" als die ursprünglichste und erste zu bezeichnen, als die gebräuchlichste wohl „der Pazifische Ozean". Aber nach den in der Wissenschaft geltenden Prinzipien sollte der älteste Name, also die „Südsee" den Vorzug verdienen. Man hat dagegen eingewendet, ein Meer, das zur Hälfte der Nordhemisphäre angehöre, dürfe nicht Südsee heißen. Aber wenn man ein solches Prinzip anerkennen wollte, welche Umwälzung müßte da in der Benennung auch anderer irdischer Objekte eintreten?

Würden wir Deutschen da noch ein Recht haben, von einer Nordsee zu sprechen, während die Dänen geltend machen, daß es für sie die Westsee, die Engländer, daß es für sie wiederum eine Ostsee wäre? Man schont doch sonst mit Pietät so altüberlieferte Namen, wie z. B. Amerika, und doch trägt dieses seinen Namen bekanntlich sehr zu Unrecht! — Der Gang der geschichtlichen Entwickelung, auch solcher Fragen der Nomenklatur, ist eben ein keineswegs durchweg nach unseren Anschauungen stichhaltiger und logischer; und es hat nicht den Anschein, als wenn irgend jemand das siegreiche Vordringen des pazifischen Namens auch unter den deutschen Seeleuten wird verhindern können.

Kapitel II.

Die Meerestiefen.

Wir haben im vorigen einen wahrscheinlichen Wert für das Areal der Meeresräume gefunden; wollen wir nunmehr ihr Volum und später ihren Masseninhalt bestimmen, so müssen wir zuvor von der Tiefe des Meeres eine Vorstellung zu gewinnen suchen.

1. Das Meeresniveau.

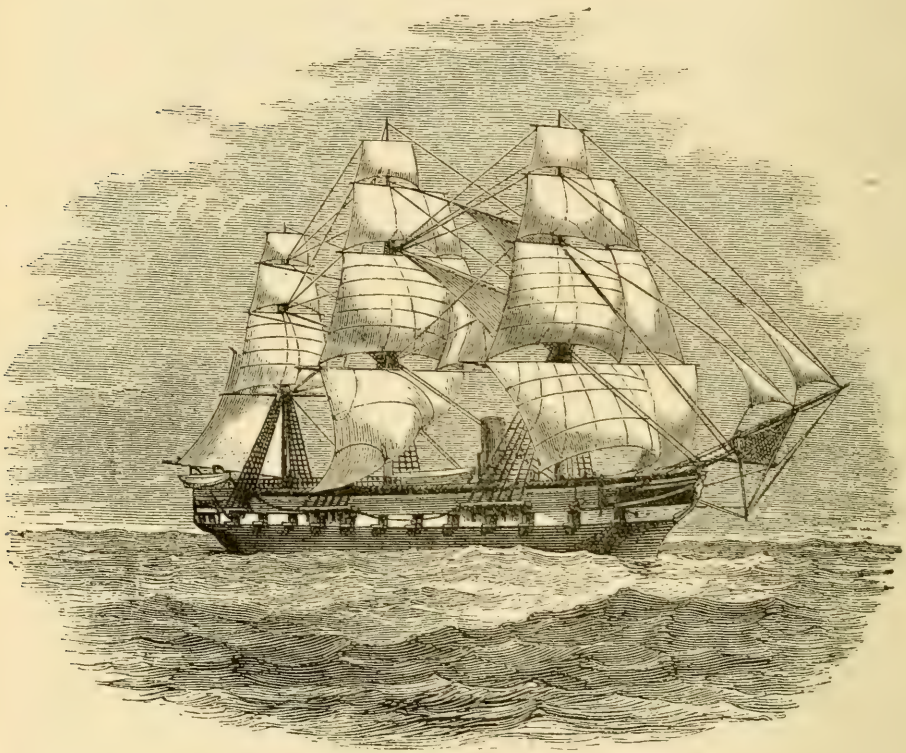
Die Tiefenmessungen können immer nur von der Oberfläche des Meeres aus vorgenommen werden. Diese Oberfläche, das Meeresniveau, ist nun aber keineswegs eine regelmäßige und einfache Erscheinung. Früher hat man solches wohl vorausgesetzt, indes mit Unrecht.

Wäre kein Land vorhanden, so würde das Meer in seiner Oberfläche die ungetrübteste Form eines um seine Achse rotierenden Himmelskörpers darbieten: sein Querschnitt würde keinen Kreis, sondern eine Ellipse vorstellen, deren kleinerer Durchmesser durch die Rotationsachse von Pol zu Pol gegeben ist. Es würden also nicht alle Punkte dieser Oberfläche gleichweit vom Mittelpunkt dieses aus Wasser bestehenden Planeten entfernt sein, sondern immer nur die unter derselben geographischen

Breite gelegenen. Dagegen würden alle Punkte im Äquator weiter vom Erdmittelpunkt abliegen als die Punkte jeder anderen Breitenlage. Das sind alles selbstverständliche Folgerungen.

Denken wir uns nun Kontinente in diese Wasserdecke eingeschaltet, so wird dadurch in der Oberfläche des Meeres eine große Veränderung bewirkt.

Fig. 8.

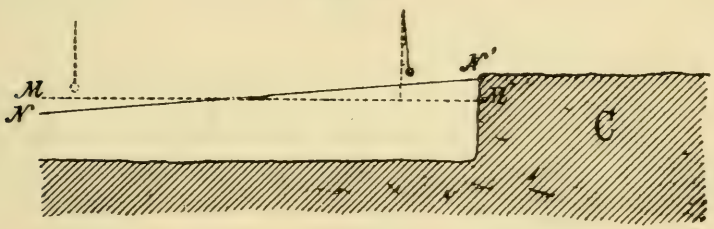


Das britische Expeditionsschiff „Challenger".

Alle Körper ziehen einander an, und zwar im richtigen Verhältnis zu ihrer Masse. Das Land ist 2·8 mal schwerer als das Wasser, wird also, wenn gleiche Volumina einander gegenüberstehen, das Wasser 2·8 mal stärker anziehen, als es selber von diesem angezogen wird. Das wird nun auch bei den Kontinenten der Fall sein. Jede Flüssigkeit stellt sich mit ihrer Oberfläche

in ein Niveau ein, das den auf sie einwirkenden Kräften entspricht, und zwar so, daß dieses Niveau immer senkrecht zu einem darüber aufgehängten Lot verläuft. Wären keine Kontinente vorhanden, so würde das Niveau des Meeres sich nur nach der Schwerkraft und der Centrifugalkraft richten. Ein aufgehängtes Lot würde also in unseren Breiten durch die Centrifugalkraft von der Richtung nach dem Erdmittelpunkt ab und nach außen gezogen scheinen, was eben dann zur Folge hat, daß die Meeresoberfläche die Form eines Rotations-Ellipsoids annimmt. Treten aber Kontinentalmassen zwischen der Meeresfläche auf, so ziehen auch sie das Lot ihrerseits an, wie es in beistehender Zeichnung angedeutet ist. Die Meeresoberfläche stellt sich aber wieder

Fig. 9.



Die sog. Kontinentalwelle.

senkrecht gegen das Lot ein. Wäre der anziehende Kontinent C nicht vorhanden, so wäre MM' die Niveaufläche des Meeres; durch den Kontinent erhält das Meer aber die neue Niveaufläche NN', so daß das Meer in unserer schematischen Zeichnung an der Küste um das Stück $N'M'$ tiefer wird. Diese Erscheinung wird nun rings um die Kontinente herum auftreten, und zwar um so ausgiebiger, je flacher das Meer oder je massenhafter und höher der Kontinent ist. Bei der großen Abwechslung und Mannigfaltigkeit in der Beschaffenheit der festländischen Küstengebiete ist nun nicht zu verwundern, daß dadurch das Meeresniveau durch das Auftreten dieser sog. Kontinentalwelle eine sehr unregelmäßige Fläche wird, die im Allgemeinen an der Küste weiter vom Erdmittelpunkt entfernt ist, als im freien Ozean.

Nirgends aber wird diese neue Niveaufläche eine nach außen hin konkave, vielmehr bleibt sie unter allen Umständen eine konvexe, die das Centrum ihrer Krümmung in der Nähe des Erdmittelpunktes liegen hat.

Thatsächlich besitzen wir in dem Sekundenpendel ein Instrument, welches diese Abweichungen direkt zur Anschauung bringt. Da nämlich das freischwingende Pendel durch die Schwerkraft, d. h. die vom Erdmittelpunkt ausgehende Anziehung, in Bewegung gesetzt wird, diese Kraft aber sehr schnell abnimmt mit der Entfernung vom Erdcentrum, so werden gleichlange Pendel nur dann, wenn sie in gleichem Abstande von diesem Centrum aufgehängt sind, die gleiche Zahl von Schwingungen in 24 Stunden vollenden können. Werden sie im größeren Abstande davon aufgehängt, so werden sie weniger, werden sie in kürzerer Entfernung aufgehängt, so werden sie mehr Schwingungen in der gleichen Zeit zurücklegen.

Denken wir uns nun einen Erdkörper, dessen Größe wir dadurch ausdrücken, daß wir ihm mit einer Kugel von 6370 *km* Radius gleiches Volum geben, der aber dabei die Gestalt eines Umdrehungsellipsoids besitzt, in welchen der Abstand des Poles vom Erdcentrum um $^1/_{298}$ kleiner ist als der Abstand des Äquators von diesem Centrum, so ist es nicht schwer, für alle beliebigen geographischen Breiten die Länge eines Pendels zu berechnen, das genau in vierundzwanzig Stunden 86400 Schwingungen, also in jeder Sekunde eine, vollendet. Das ist das Sekundenpendel.

Als man nun aber Pendel von der berechneten Länge in den verschiedenen Regionen der Erde schwingen ließ, was durch die großen Expeditionen von Eduard Sabine, Henry Forster, Louis de Freycinet, Duperrey, Lütke u. a. ausgeführt wurde, ergab sich ganz allgemein, daß das Sekundenpendel an den Küstenorten zu wenig, auf den ozeanischen Inseln aber zu viel Schwingungen in 24 Stunden vollendete.

Damit war der Beweis für das Vorhandensein einer Kontinentalwelle geliefert.

Die Beträge, um welche das wirkliche Meeresniveau

von dem berechneten Normalniveau abweicht, hat erst Helmert einwandfrei zu berechnen gelehrt, und nach seinem Verfahren ergeben sich erheblich geringere Niveaustörungen, als man früher angegeben hatte. Auch ist man erst neuerdings imstande, die bei der Messung der Pendellängen verwendeten Normalmaßstäbe gehörig zu prüfen, wobei ein großer Teil älterer Beobachtungen überhaupt als in diesem Punkte fehlerhaft wegfällt. Jedenfalls darf nicht mehr von Einsenkungen, die 1300 bis 1400 *m* erreichen, für das Meeresniveau bei ozeanischen Inseln gesprochen werden: die wirklich gemessenen Beträge übersteigen nirgends 200 *m*.

Dieser Betrag aber ist merklich niedriger, als Bruns und Helmert nach ihren Rechnungen erwarten ließen. Mit Recht haben schon vor 50 Jahren Airy und Faye diese Abweichung zwischen Beobachtung und Rechnung darauf zurück geführt, daß die Massen auf eine andere Art verteilt sind, als wir vorher angenommen haben: einerseits ist die Erdrinde unter dem Meeresboden dichter, als 2·8, anderseits das trockene Land weniger dicht, und zwar sind hier örtlich verschiedene „Massendefekte“ vorhanden. So kommt es, daß die Kontinentalwelle nirgends den vollen theoretischen Wert erreicht, da die Anziehungen der Kontinente, weil ihnen an Masse etwas fehlt, schwächer werden, und noch dazu ein gewisser Bruchteil dieser Anziehung aufgehoben wird durch die verstärkte Anziehung, die von den überdichten Massen unter dem Meeresboden ausgeht.

Zu diesen auf den ungleichmäßig verteilten Massen in der Erdrinde beruhenden großen Niveaustörungen treten noch andere sehr viel kleinere, die durch meteorologische Vorgänge hervorgerufen werden. Sind die ersteren wenigstens ständig vorhanden, so zeigen die letzteren hier und da mit den Jahreszeiten wechselnde Beträge: Windstauungen, Regenfälle und Trockenzeiten werden die Oberflächenlage periodisch verändern. Da diese Vorgänge aber Strömungen zum Ausgleich solcher Unebenheiten hervorrufen, werden wir sie passender erst später bei Darstellung der Meeresströmungen behandeln; wie sich denn diese selbst wieder geeignet er-

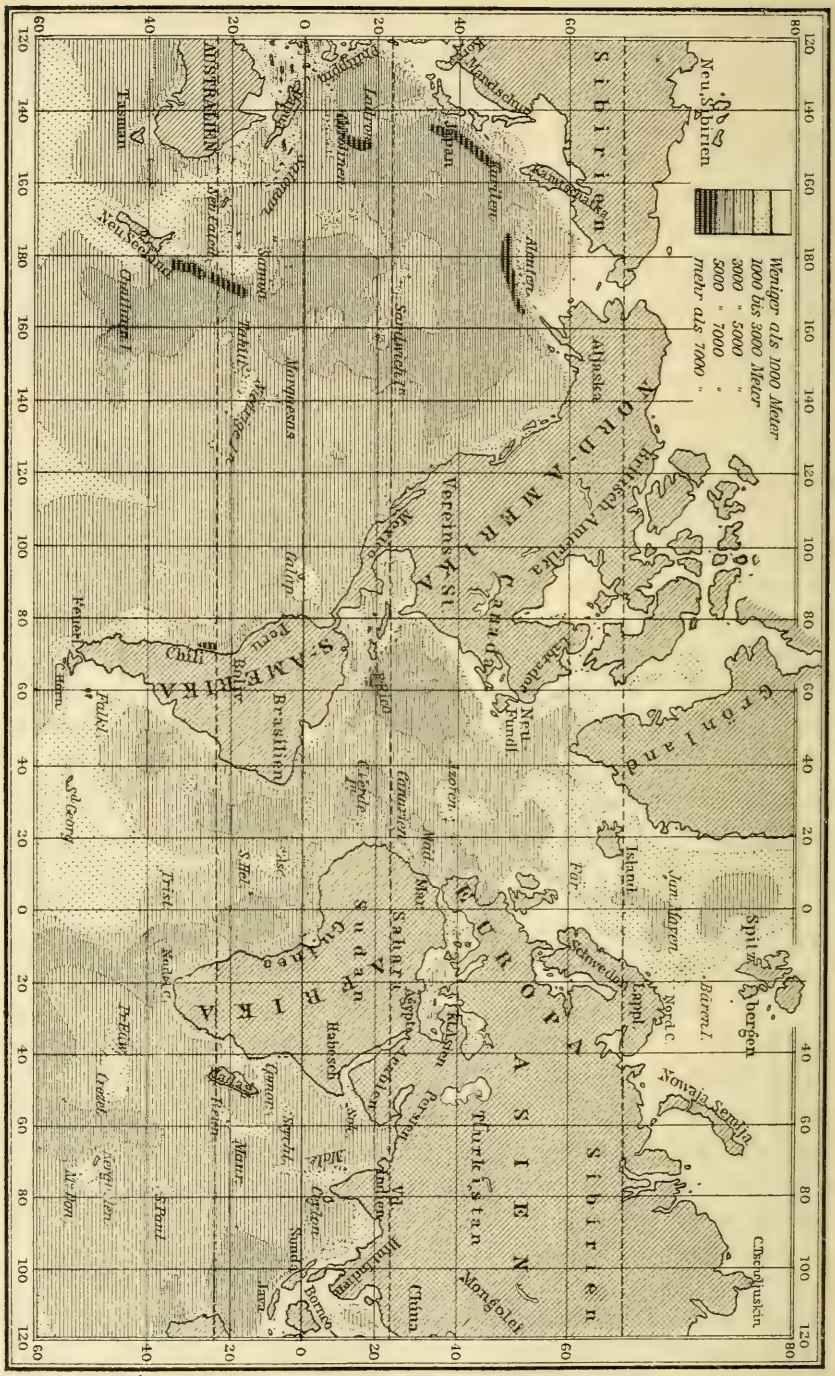


Fig. 10.

Karte der Meerestiefen

weisen werden, gewisse mehr oder weniger ständige Niveaustörungen örtlich hervorzurufen.

2. Die Tiefseelotungen.

Zwar finden sich schon bei den Alten, allerdings bei Schriftstellern zweiten oder dritten Ranges, Angaben über ihre Vorstellungen von den Tiefen des Meeres fernab von den Küsten, doch darf man kaum daran zweifeln, daß sie nur auf Schätzungen beruhten, nicht auf Messungen, von denen sonst jedenfalls einige Einzelheiten uns ebenso überliefert sein würden, wie von der berühmten Gradmessung des Eratosthenes auf ägyptischem Boden, welche Plinius „ein verwegenes Unternehmen“ nannte. Die erwähnten Schätzungen der größten Tiefen lauten auf fünfzehn Stadien*) oder nahezu 3000 *m* was zufällig für das Mittelmeer, welches hier doch allein in Betracht kommen kann, gar nicht so falsch ist.

Im Übrigen zeigen die uns erhaltenen Segelhandbücher der Alten nur eine ungefähre, selten ziffermäßige Kenntnis der Tiefenverhältnisse an der Küste, namentlich schwieriger Fahrwasser, wie im Bereiche der Syrten, des Asow'schen und Roten Meeres. Jedenfalls ist das Senkblei in der Form des Handlots eines der ältesten Hilfsmittel der Navigation, und es berührt den modernen Leser merkwürdig, bei Herodot sich zu überzeugen, daß schon im frühen Altertum als Maßeinheit für diese Lotungen die Klafter dient, oder der Raum der ausgebreiteten Arme, bekanntlich dasselbe Maß, welches unsere Seeleute den Faden nennen, und das bis zur Einführung des Meters ganz ausschließlich auf den Seekarten benutzt ist.

Am Ende des Mittelalters sind die wesentlich von italienischen Piloten entworfenen Küsten- und Segelkarten, deren uns eine nicht kleine Zahl erhalten ist, vielfach reich an Tiefenangaben entlang den Küsten. Auch das älteste, dem fünfzehnten Jahrhundert entstam-

*) Nach einer andern Überlieferung bei Plutarch nur 10 Stadien, was mit Strabons Angabe von 1000 Klaftern übereinstimmt.

mende deutsche Segelhandbuch (das „Seebuch“) der hansischen Seeleute, neuerdings von Koopmann und Breusing herausgegeben, verzeichnet eine große Zahl von Lotungen im flachen Küstenwasser; hier herrscht neben dem Faden- auch das Fußmaß.

Es scheinen mit dem Handlot, nach einer Bemerkung bei Varenius zu urteilen, bisweilen bereits Tiefen von ein paar hundert Meter gemessen worden zu sein, denn dieser Autor sagt, daß ein zwölfpfündiges Bleigewicht für eine 200 Ruten oder rund 800 *m* lange Leine ausreiche, um sie im Wasser straff zu spannen; er verhehlt aber auch nicht die Gefahr, bei Gebrauch so langer Leinen über die gemessene Tiefe getäuscht zu werden, da unterseeische Strömungen die Leine leicht mit sich forttragen könnten, so daß sie nicht die senkrechte Entfernung vom Meeresspiegel bis zum Meeresboden angiebt, sondern eine größere.

Von den Lotleinen der großen Entdecker heißt es, daß sie nicht länger als 200, höchstens 400 *m* gewesen seien. Und selbst mit dieser kurzen Leine versuchte Magellan im Jahre 1521 zwischen den von ihm mitten in der Südsee gesichteten, menschenleeren Koralleninseln Sankt Paul und los Tiburones zweimal zu loten, wobei natürlich der Meeresboden nicht erreicht wurde: ein Versuch, der ihn zu der naiven Folgerung ermutigte, hier die tiefste Stelle des Ozeans gefunden zu haben. Immerhin muß er als der erste urkundlich überlieferte Fall einer Tieflotung im offenen Ozean unser hohes Interesse noch heute erregen.

Noch mehrere Jahrhunderte hindurch begnügte man sich, und es macht darin auch der sonst so nüchtern urteilende Varenius keine Ausnahme, mit der aus dem Altertum überlieferten Vorstellung, daß die größten Meerestiefen ebensoviel unter dem Meeresspiegel liegen müßten, wie die höchsten Berggipfel darüber: eine Auffassung, die nur einem gewissen dunklen Gefühl für das Ebenmäßige, das man auch überall in den Werken der Natur suchte, entsprungen sein konnte. Solchem, wenn wir so sagen dürfen, ästhetischen Vorurteil zuliebe, nicht auf Grund thatsächlicher Messungen,

meinte auch der verdiente Graf Marsilli, ein Mitglied der Pariser Akademie, noch im Jahre 1725 die größte Tiefe des westlichen Mittelmeerbeckens östlich von Katalonien genau so groß ansetzen zu können, wie der dazumal als höchster Pyrenäengipfel geltende Canigou nach Cassini's Messung sich über das Meer erhebe, nämlich 1400 Toisen oder 2730 *m*. Marsilli giebt der künstlerischen Befriedigung lebhaften Ausdruck, die ein Profil durch die symmetrische Verteilung seiner Abhänge erweckt, welches von der Spitze des Canigou aus nach der erwähnten Tiefe des Mittelmeeres sich legen läßt: erst der steile Abfall vom Canigou zum sanftgewellten Küstengebirge, dann die ebenere Fortsetzung des letzteren als submarines Küstenplateau bis in beträchtliche Entfernung in die See hinaus, endlich der steile Abfall dieses unterseeischen Plateaus in die Tiefseemulde des Mittelmeeres.*) Der Graf verschweigt keineswegs, daß seine eigenen Lotungen nirgends 150 Faden (oder rund 300 *m*) überschritten haben, er empfindet sehr wohl die Notwendigkeit, auch die sehr viel größeren Tiefen zu messen, aber hält solches für unausführbar „ohne die Beihilfe eines Souveräns". Übrigens hat Marsilli nach seinen zahlreichen Lotungen eine große Anzahl von Tiefenprofilen des Meeresbodens aus dem Golf von Lion entworfen, die insofern das höchste Interesse beanspruchen müssen, als sie überhaupt die ersten Profile von irdischen Reliefteilen sind.

Auch das 18. Jahrhundert verging, ohne daß ein Seefahrer fernab von den Küsten mit der Lotleine den Boden des offenen Ozeans berührte. Die Versuche von Reinhold Forster auf Cooks zweiter Weltumsegelung (1771—75) gingen nur bis 250 Klafter herab; vorher, im Jahre 1749, war aber schon der britische Kapitän Ellis an der nordafrikanischen Küste (in 25° n. Br.) in größere Tiefe vorgedrungen, ohne aber mit 1630 *m*

*) Vgl. S. 40/41, Fig. 11 die faksimilierte Verkleinerung (Nr. 13 bei Marsilli). Die Profillinie ist vom Canigou über den Hafenort Rosas noch 54 Seemeilen durch das Meer nach Südost gezogen.

den Grund zu erreichen. Das gelang auch weder Kapitän Phipps (Lord Mulgrave) im Jahre 1773 auf einer Polarfahrt in der Nähe von Spitzbergen mit 1250 *m* langer Leine, noch dem berühmten William Scoresby am 28. Juni 1817, als er in $76^1/_2{}^0$ n. Br. und $4^3/_4{}^0$ westl. L. sein Lot bis 2200 *m* versenkte.

Die ersten wirklichen Erfolge sind im zweiten Jahrzehnt des 19. Jahrhunderts von einem anderen englischen Polarfahrer, Sir John Roß (dem älteren), errungen, der im Jahre 1818 mit seiner sogen. Tiefseezange von sechs Zentner Gewicht in der Baffinsbai nicht nur den Boden mit 1970 *m* berührte, sondern auch sechs Pfund eiskalten Grundschlamm aus dieser Tiefe heraufholte — eine Leistung, die von seinen Zeitgenossen mit Staunen aufgenommen wurde.

Obwohl diese erste Tiefenmessung nur in einem abgeschlossenen Teile des arktischen Meeres, nicht im offenen Ozean ausgeführt wurde, so diente sie doch den meisten Geographen in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts zum Anhalt für ihre Behauptung, die größten Meerestiefen dürften 2000 Faden oder 3700 *m* nicht übersteigen. Nur Alexander von Humboldt sprach sich vorsichtig im ersten Bande des Kosmos noch dahin aus, daß man die Tiefen des offenen Ozeans, gleichwie die Höhe des Luftmeeres, nicht kenne.

Jener angebliche Maximalwert von 3700 *m* wurde auch sehr bald in Zweifel gestellt, als James Clark Roß (der jüngere) von seiner denkwürdigen Südpolarumsegelung zurückkehrend, bei Windstille im Südatlantischen Ozean zwischen St. Helena und Brasilien am 3. Juni 1843 ein mehrere Zentner schweres Lot auf 8400 *m* Tiefe versenkte, ohne, wie er meinte, den Grund erreicht zu haben. Systematische Forschungen in den offenen Ozeanen, zunächst im Nordatlantischen, wurden aber erst von jenem unvergeßlichen Manne angeregt, der in so umfassender Weise die moderne Meereskunde gefördert hat, durch den Amerikaner M. F. Maury. Seine Bemühungen haben um so mehr Erfolg gefunden, als sie an das gleichzeitig auftauchende Projekt einer Telegraphenverbindung zwischen Amerika und Europa anknüpften,

denn nun gewann es ein hervorragend praktisches Interesse, die Meerestiefen genau kennen zu lernen.

So beginnt erst nach dem Jahre 1850 die Periode systematischer Tiefseelotungen, die zuerst von der Marine der Vereinigten Staaten (Brigg „Dolphin“) begonnen, dann sehr bald auch wetteifernd von der britischen Marine (Dampfer „Cyclops“, „Bulldog“ u. a.) fortgesetzt wurden. Aus der Schar mehr oder minder ausgedehnter Expeditionen mögen an diesem Orte nur die wichtigeren noch genannt werden, nämlich die unter Leitung von Sir Wyville Thomson an Bord der Schiffe Lightning (1868) und Porcupine (1869, 1870) im schottischen Meer bis zu den Färöer und im Nordatlantischen Ozean entlang der portugiesischen Küste bis ins Mittelmeer hinein ausgeführte; dann die große von demselben Gelehrten geleitete Weltumsegelung auf der englischen Fregatte Challenger (Dezember 1872 bis Mai 1876), der sich die Expedition auf der deutschen Korvette Gazelle, unter dem Kommando des Kapt. z. S. v. Schleinitz durch ihre Thätigkeit in allen drei Ozeanbecken würdig anschließt, während die Amerikaner durch mehrere Fahrten der Tuscarora, Kapt. Belknap, 1873 bis 1875 die Tiefenverhältnisse des Pazifischen Beckens in großen Zügen enthüllen halfen. Die Amerikaner haben auch mit mehreren Dampfern im Bereiche des Amerikanischen Mittelmeeres und der angrenzenden Teile des Nordatlantischen Ozeans so zahlreiche Lotungen ausgeführt und die Methoden sowie die Instrumente in einem solchen Grade vervollkommnet, daß gegenwärtig nichts Besseres erreichbar scheint. Freilich ist im Laufe der Zeiten die Zahl der englischen Tiefseelotungen merklich größer geworden, namentlich im Bereiche des Indischen und Südpazifischen Ozeans, wo die Vermessungsschiffe Egeria und Penguin eine großartige, an wichtigen Entdeckungen reiche Thätigkeit entfaltet haben, von dem Fleiß der Kabeldampfer ganz zu schweigen. Auch die andern Nationen sind nicht zurückgeblieben; von deutscher Seite hat die kurze Fahrt des National mit der Plankton-Expedition (1889), die längere und bedeutsamere auf der Valdivia (1898/99), manchen wertvollen Beitrag geliefert. Hoch-

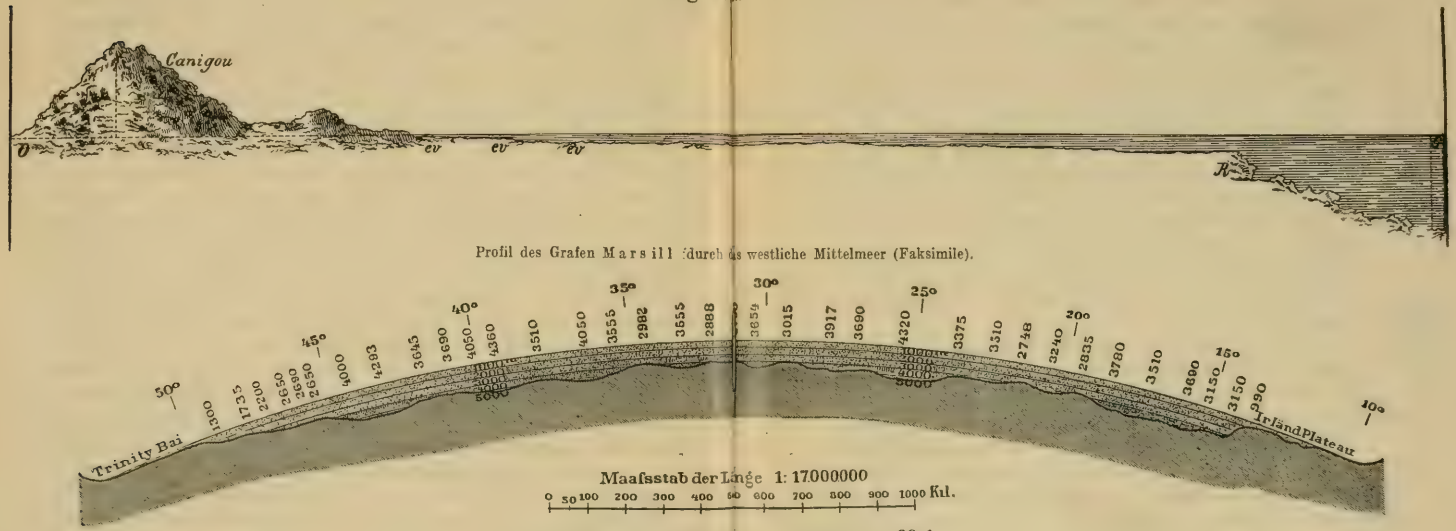
verdient ist auch der Fürst Albert von Monaco, der seine reichen Mittel in den Dienst der Meeresforschung stellt, wenigstens um die Aufklärung der nordatlantischen und arktischen Tiefsee. In der letzteren haben auch schwedische und norwegische Forscher, nicht zuletzt Fridtjof Nansen, Bemerkenswertes geleistet.

Ein kurzer Überblick über die vornehmlich benutzten Instrumente und Methoden der Messung wird hier am Orte sein, ehe wir über die Ergebnisse selbst berichten. Wir wollen dabei solche Instrumente unterscheiden, welche mit einer abgeteilten Leine oder dergl. eine direkte Abstandsmessung erlauben, und solche, mit deren Hilfe auf indirektem Wege ein Einblick in die Tiefenverhältnisse gewonnen wird.

Für Tiefen bis 200 *m* benutzt man das gewöhnliche

Handlot; für solche bis 1000 ein schweres Lot von 70 *kg* Gewicht, und eine stärkere Leine (von etwa 25 *mm* Umfang). Das Gewicht muß darum schwerer (aber auch die Leine soviel dicker) gewählt werden, weil ein zu leichtes Lot von den Strömungen hinweggetragen wird, die Leine also garnicht straff gespannt und senkrecht in die Tiefe gezogen werden kann. Aus diesen mäßigen Tiefen wird mit der Leine auch das Gewicht wieder aufgeholt, was im Falle, daß die Tiefe an 1000 *m* erreicht und keine Dampfmaschine das Einwinden besorgt, recht mühsam ist. Im Übrigen fühlt die Hand, durch welche die Lotleine läuft, den Moment, wo der Sinker in ein paar hundert Meter Tiefe den Boden berührt, meist noch ziemlich sicher, so daß dieses große Handlot oder „Schwerlot“ ein verhältnismäßig zuverlässiges Instrument bleibt.

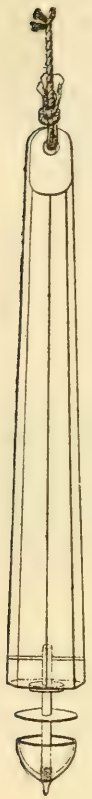
Fig. 11 und 12.



Profil des Grafen Marsigli durch das westliche Mittelmeer (Faksimile).

Querschnitt durch das Becken des Atlantischen Ozeans längs der ersten unterseeischen Telegraphenlinie.

Fig. 13.



Schwerlot.

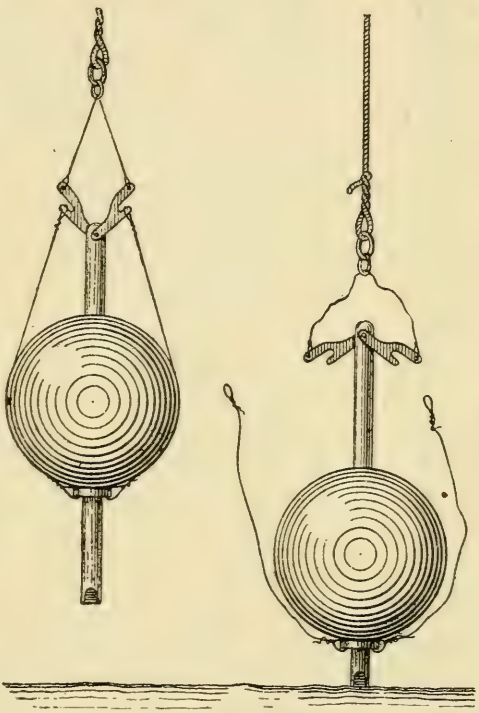
Anders wird es, sobald größere Tiefen gelotet werden sollen. Da ist zunächst die Reibung des Wassers an der Leine so erheblich, daß der Aufschlag des Gewichts am Boden nicht mehr mit der Hand wahrzunehmen ist. Ferner müssen sehr schwere Gewichte gewählt werden, um die Leine straff zu halten, und endlich beansprucht das Einwinden einer so langen Leine stets mehrere Stunden, während welcher das Schiff seinen Kurs unterbrechen muß. Maury schlug daher anfänglich vor, eine gewöhnliche eiserne Kanonenkugel von 12—20 Pfund an ordinärem Bindfaden zu befestigen, und diesen von einer Rolle ablaufen zu lassen, die durch ein Zählwerk die Umdrehungen und damit die abgelaufenen Längen registriert. Nachdem die Kugel den Meeresboden erreicht hatte, was man bei diesem Verfahren noch meinte mit der Hand wahrnehmen zu können, sollte der Bindfaden abgeschnitten und samt der Kugel preisgegeben werden.

Allein auch dieses sehr praktisch erscheinende Verfahren bewährte sich so lange nicht, als man das Aufschlagen der Kugel auf den Meeresgrund nicht mit Sicherheit zu erkennen vermochte, so daß bisweilen ganz ungeheuerliche Tiefenwerte auf diesem Wege gewonnen wurden. So hatten beispielsweise im Südatlantischen Ozean zwischen der Laplatamündung und der Insel Tristan da Cunha im Jahre 1852 Kapt. Denham auf dem Schiffe Herald eine Tiefe von 14000 *m* und Lt. Parker auf der Fregatte Congreß in über 15000 *m* angeblich noch keinen Grund gelotet, während die wahre Tiefe in beiden Fällen nach den modernen Lotungen nur 5000 *m* beträgt.

Durch eine ebenso einfache wie sinnreiche Erfindung des amerikanischen Seekadetten Brooke wurde seit 1854 das Loten auch der größten Tiefen erheblich sicherer und leichter. Brooke ließ nämlich eine recht große Kanonenkugel durchbohren, führte durch dieselbe einen

Stab hindurch, an dessen oberem Ende mit zwei Scharnierhaken durch eine herumgeschlungene Schnur die Kugel aufgehängt wurde, und zwar so, daß sie während ihres Falles durch das Wasser vollkommen fest hing, beim Aufstoßen des Stabes auf den Meeresboden aber die Schnur von den umklammenden Haken sich ablöste, die Kugel also beim Aufziehen des Stabes abgestreift liegen blieb (vgl. die Abbildung). Das Einwinden der Leine wurde so erheblich erleichtert, und durch eine am unteren Ende des Stabes angebrachte Höhlung mit Schmetterlingsventil wurde zugleich die Möglichkeit gewährt, eine Schlammprobe vom Meeresboden an die Oberfläche heraufzubringen. Eine ähnliche Vorrichtung hatte schon 1841 der geistreiche französische Physiker Aimé bei seinen Arbeiten an der algeriner Küste angewandt; sie war aber unbeachtet geblieben.

Fig. 14.



Brookes Tieflot.

Gleichzeitig hiermit war man bedacht, den Moment, wo das Lot den Boden berührte, schärfer zu bestimmen, und zwar fand man ein verhältnismäßig einfaches Hilfsmittel dazu in den Ablaufzeiten gleicher Leinenlängen während der Lotung. Man ließ die Rolle selbstthätig ihre Umdrehungen zählen, oder der die Lotung überwachende Offizier notierte nach einer Sekundenuhr die Zeiten, in welchen gleiche Stücke der Leine (meist 100 Faden = 183 *m*) abliefen. So brauchte z. B. in einem gegebenen Falle ein Stück von 100 Faden Länge in 100 bis 200 Faden Tiefe, um abzulaufen,

45 Sekunden, in 500—600 Faden schon eine Minute, und so vergrößerte sich dieses Zeitintervall immerfort, aber ganz gleichmäßig, je mehr die Leine durch ihre größere Länge einen größeren Reibungswiderstand im Wasser erfuhr, so daß, um bei dem eben erwähnten Beispiel zu bleiben, schließlich erforderlich waren:

für 1200—1300	Faden	1	M.	23	Sekunden,
für 1800—1900	„	1	„	47	„
für 2300—2400	„	1	„	52	„

Sobald der Sinker aufschlug, hörte die Leine kraft ihres eigenen Gewichts zwar nicht auf, weiter abzulaufen, aber dieses geschah nun mit einem Mal viel langsamer. Der in der Liste der Zeitnotierungen sich ergebende Sprung war das sicherste Kennzeichen dafür, daß das Lot den Meeresboden erreicht hatte.

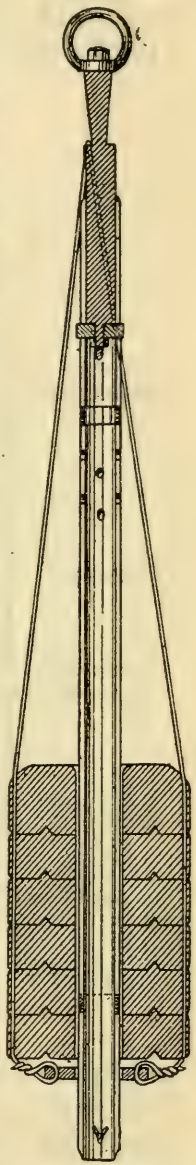
Insgesamt erforderte in dem oben berührten Beispiele das Fallen der Leine 33 Minuten 35 Sekunden, während das Einholen in $^3/_4$ Stunden bewerkstelligt wurde.

Eine wesentliche Verbesserung von Brooke's Lot wurde im Jahre 1868 an Bord der englischen Korvette „Hydra", Kapt. Shortland, durch Lt. Baillie ausgeführt. Dieses sogen. Baillielot trägt statt der eisernen Kugel ein aus mehreren Ringen zusammensetzbares Sinkergewicht, wodurch es möglich wurde, für verschiedene Tiefen verschieden schwere Gewichte (bis zu sieben Centner!) zu nehmen. Auch die Abstreifvorrichtung ist in sehr einfacher Weise verändert: der zum Aufhängen des Gewichts dienende Draht ist über einen schulterförmig eingekerbten Zapfen gelegt, der beim Schlaffwerden der Lotleine, sobald der Boden berührt ist, durch sein eigenes Gewicht in die hohle Stange hinabgleitet und so den Draht abstreift. (Vgl. Figur 15.) Das Baillielot hat sowohl bei den zahlreichen Lotungen des Kapt. Shortland im Indischen und Atlantischen Ozean, wie dann später an Bord der „Porcupine", des „Challenger" und der „Gazelle" sich vorzüglich bewährt.

Anfänglich, wo nur Segelschiffe zur Verwendung kamen, lotete man nicht vom Deck, sondern von einem

ausgesetzten Boote aus, und immer nur bei gutem Wetter, womöglich bei Windstille. Schon das Bedürfnis, die für die Legung des Telegraphenkabels notwendigen Lotungen schleuniger zu beschaffen, führte zur Anwendung von Dampfern und zur Erfindung von Vorrichtungen, die das Loten unmittelbar vom Deck des Schiffes aus ermöglichten. So wurde, um die Stöße des im Seegange schlingernden Schiffes zu mildern und ein Brechen der Leine zu verhüten, diese von der auf Deck angebrachten Seiltrommel erst über einen sog. Akkumulator (Fig. 16) geleitet: eine Vorrichtung, welche aus zwei Holzscheiben besteht, die durch zahlreiche, etwa ein Meter lange, dehnbare Gummistreifen zu einer Art Trommel verbunden sind. Diese ist oben an einer Raa oder einem Krahn befestigt und trägt unter sich eine kleine Rolle, über welche die Leine hinwegläuft. Die Elastizität der Gummistreifen bewährte sich im Allgemeinen gut, doch gingen häufig genug durch unabwendbare Zufälle jeder Expedition ein paar tausend Meter lange Leinen, namentlich beim Einholen, verloren. Das Einholen selbst geschah bei den größeren Expeditionen stets durch eine besondere zu diesem Zweck aufgestellte Dampfwinde.

Fig. 15.

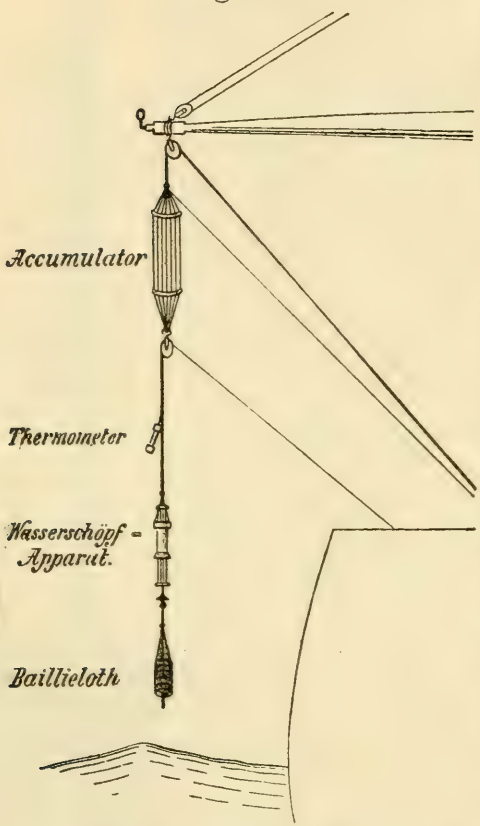


Baillie's Tieflot.

Man wird sich leicht denken können, daß Hanfleinen von so großer Länge und bester Qualität, die 25 *mm* Umfang haben und auf tausende von Metern hin nicht gespleißt sein dürfen, nicht gerade billig, Verluste daher sehr fühlbar sein mußten. Das bewog die Amerikaner, die älteren Versuche, statt der Hanfleinen den billigen Stahldraht anzuwenden, wieder aufzunehmen. So wurde an Bord der „Tuscarora“ mit sehr gutem Er-

folge sehr dünner Klaviersaitendraht benutzt und anfänglich, wie zu Maurys Zeiten der billige Bindfaden, so hier der Draht, sobald das Gewicht den Boden berührt hatte, abgeschnitten und preisgegeben. Denn es stellte sich zunächst als höchst schwierig heraus, den Draht wieder einzuwinden, da sich in demselben sehr leicht Kinke (Schlingen) bildeten, die sein Brechen veranlaßten. In der Folge aber hat namentlich Kapt. Sigsbee von der V. S. Marine die Verwendung des Drahts auf das höchste vervollkommnet, indem er sich einer großen Trommel zum Einwinden und statt des Akkumulators eines in starken Stahlspiralen federnd schwebenden Rades bedient, über dessen Nute hinüber der Draht unmittelbar ins Wasser läuft. Die Haupteinrichtung seiner Maschine verdeutlicht Fig. 17 auf S. 47. Der Galgen, zwischen dessen Pfeilern das Rad auf und ab federt, hat eine Höhe von 2 *m*, die Trommel einen Durchmesser von 70 *cm*. Die Maschine wird an Bord in das Seitengeländer hineingebaut, so daß der Galgen über die äußere Schiffswand hervorsteht. Der Draht wird durch das Gewicht der Lotkugel von der Rolle abgewickelt; eine Bremsvorrichtung regelt den Ablauf so, daß nur das Lotgewicht ziehend wirkt und, wenn dieses den Boden erreicht, die Trommel still steht. Das Einwinden besorgt

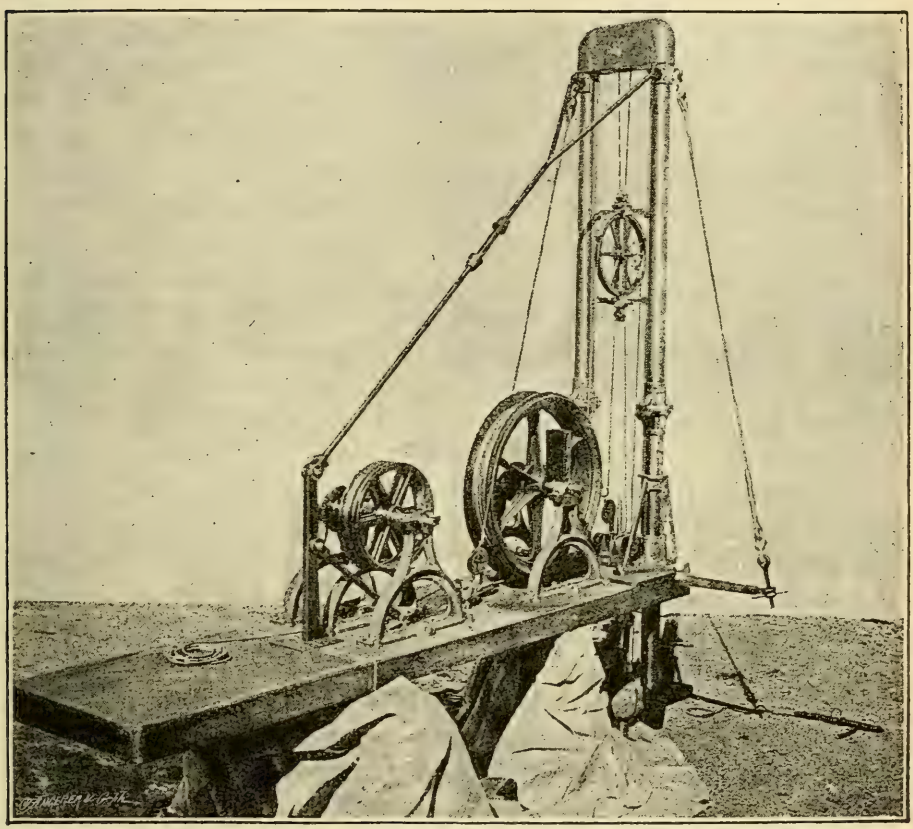
Fig. 16.



Herrichtung der Lotleine für eine Tieflotung an Bord der Gazelle.

eine kleine Dampfmaschine, deren Triebrad auf Fig. 17 links vor der großen Trommel angebracht ist; oder es kann dies auch, wie auf der deutschen Tiefsee-Expedition, ein Dynamo besorgen. In polaren Gegenden ist sogar der elektrische Antrieb vorzuziehen, da die Dampfleitungen leicht einfrieren. Die Drahttrommel muß be-

Fig. 17.



Sigsbee's Lotmaschine.

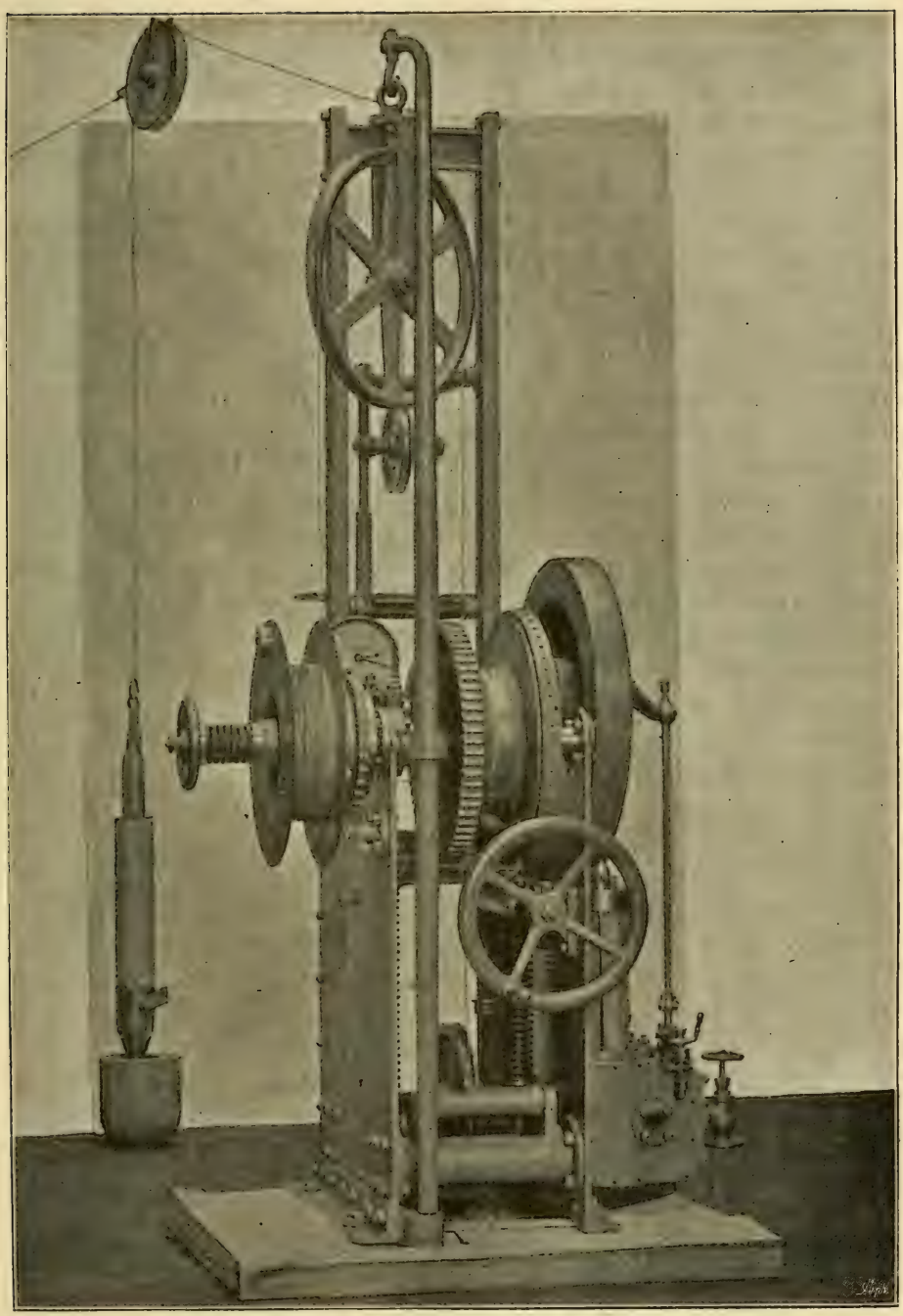
sonders stark gebaut sein, damit sie die feste Einschnürung durch viele hundert Windungen von gespanntem Lotdraht verträgt; der beste Gußstahl ist, wie schon Sigsbee vorschreibt, allein imstande, diesen Druck auszuhalten. Wird die Lotmaschine nicht gebraucht, so kann der Akkumulatorgalgen niedergelegt werden; man zieht die

Maschine aus der Reeling auf Deck zurück, und kann sie durch einen darüber gestülpten starken Holzkasten von der Form eines großen Reisekoffers gegen Regen und Sturzseen schützen. So nimmt die Maschine an Bord wenig Raum ein. Mit ihr gelang es Sigsbee, auch bei schwerem Wetter mit seinem verhältnismäßig kleinen Schiffe schnell Lotung auf Lotung folgen zu lassen. Selbstverständlich wurden zum Draht, dem das Wasser nur eine verschwindende Reibung entgegensetzt, leichtere Gewichte verwendet, meist eiserne Kugeln von 30 bis 40 *kg*.*) Das von ihm benutzte Lot war eine sehr praktische Abart des alten Brooke'schen (Fig. 20). Der Klaviersaitendraht selbst hat nicht ganz 1 *mm* Durchmesser, und ein 1000 *m* langes Stück davon wiegt in der Luft $3^1/_2$, im Wasser 3 *kg*. So hat Sigsbee in Jahresfrist an 2000 Lotungen von großer Zuverlässigkeit ausgeführt, ohne 1 *m* Draht zu verlieren, während der Challenger täglich höchstens zwei, auf der ganzen Reise in $3^1/_2$ Jahren aber nur 353 Sondierungen zustande brachte. Sigsbee hat das Loten im tiefen („blauen") Wasser auf eine Stufe der Vollkommenheit gebracht, wie sie Maury gewiss unerreichbar erschienen wäre.

Neben der Sigsbee'schen hat die von dem französischen Ingenieur Jules Le Blanc nach den Angaben des Fürsten Monaco gebaute Lotmaschine viel Beifall gefunden; nicht nur auf den zahlreichen Fahrten des Fürsten selbst ist sie ausschließlich verwendet worden, sondern auch die österreichischen Expeditionen an Bord der „Pola" im Mittelländischen und Roten Meer, die Deutsche Tiefsee-Expedition und die antarktische an Bord der „Belgica" haben sich ihrer bedient; eine gute Abbildung zeigt sie in Fig. 18 auf S. 49. An Größe gleicht sie ungefähr Sigsbees Maschine: der Hauptunterschied zwischen beiden aber besteht darin, daß die den Lotdraht tragende Trommel nicht auch als Arbeitstrommel dient; der Draht ist vielmehr über eine

*) Die Maximaltragkraft des von Sigsbee benutzten Drahts beträgt 100 *kg*; der Preis für je 1000 *m* Länge 75 Mark, während 1000 *m* Hanfleine nicht unter 225 Mark zu haben wären.

Fig. 18.



Lotmaschine des Fürsten von Monako, construiert von Jules de Blanc in Paris.

besondere, starke zweite Trommel in einer Windung herumgeführt, und so kann hier niemals ein Bruch der Arbeitstrommel durch Zusammenschnüren erfolgen, wie das bei Sigsbee leider nicht selten geschehen ist. Der Fürst von Monaco verwendet keinen Klaviersaitendraht, sondern ein dünnes, aus neun verzinkten Stahldrähten gedrehtes Seilchen von 2·3 *mm* Durchmesser und 400 *kg* Tragfähigkeit. Hiermit ist zwar der Vorteil verbunden, daß an dem Seil viele andere Instrumente gleichzeitig mit dem Lot in die Tiefe gesenkt und wieder aufgeholt werden können, aber das Seil hat eine größere reibende Oberfläche, und deshalb zeigt die Le Blanc'sche Maschine die Grundberührung nicht so sicher an, wie Sigsbees; das Einholen des Drahts erfolgt durch eine kleine Dampfmaschine (rechts unten auf Fig. 18); der Fürst von Monaco verwendet übrigens meistens ein Tiefseelot, welches das Gewicht nicht am Meeresboden zurückläßt, sondern wieder heraufbringt. Schon hierdurch ist ein langsameres Aufwinden des Seils geboten, so daß man mit dieser Maschine etwa um die Hälfte mehr Zeit braucht, als bei einer Lotung mit der Sigsbee'schen.

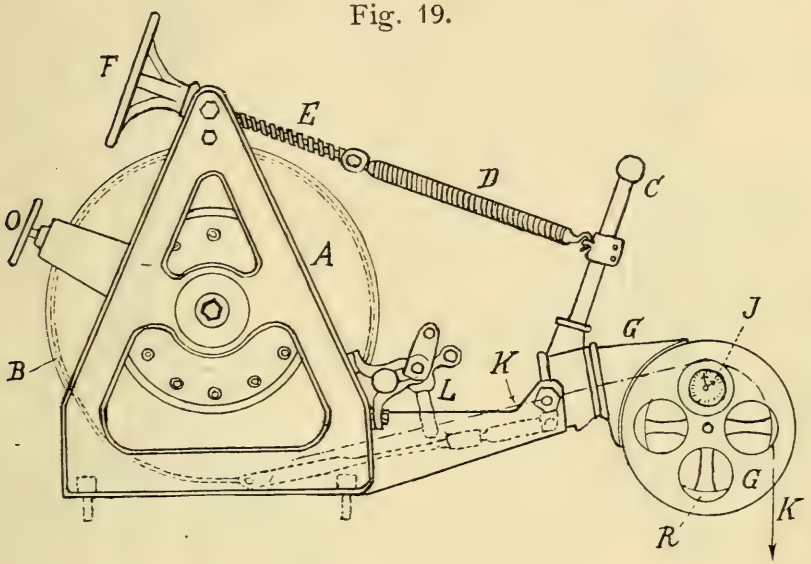
Endlich darf auch noch kurz einer dritten Lotmaschine gedacht werden, die, von dem englischen Kabel-Ingenieur Lucas konstruiert, namentlich auch in der britischen Marine an Bord der Vermessungsschiffe eingeführt ist. Sie ist der kleinste, aber auch empfindlichste Lotapparat, ohne Accumulator und ohne besondere Einwindemaschine; zum Aufholen des Drahts wird die Trommel mit einem Treibriemen an die Schiffslastwinde angeschlossen. Der verwendete Klavierdraht ist sehr dünn und hat nur eine Bruchfestigkeit von 120 *kg*; die Sinker wiegen je nach der Tiefe der Lotung 20 bis 50 *kg*. Mit der Lucas'schen Maschine sind die gewaltigen Tiefen von über 9000 *m* im südlichen Stillen Ozean gelotet, sowie unzählige Sondierungen entlang den Kabellinien ausgeführt worden. Klagen über Verluste von vielen Kilometern Draht sind allerdings eine regelmäßig in den Berichten wiederkehrende Zugabe.

Man ist beim Loten großer Tiefen immer wieder

auf die eben beschriebenen direkten Abstandsmessungen mit Leine oder Draht und Gewicht zurückgekommen, da auch die scharfsinnigsten Erfindungen, um auf einem indirekten Wege große ozeanische Tiefen zu ergründen, sich als unzuverlässig erwiesen oder ganz versagten. Indes seien im folgenden doch einige dieser Versuche aufgeführt.

Schon im Beginn des 17. Jahrhunderts erfand der

Fig. 19.



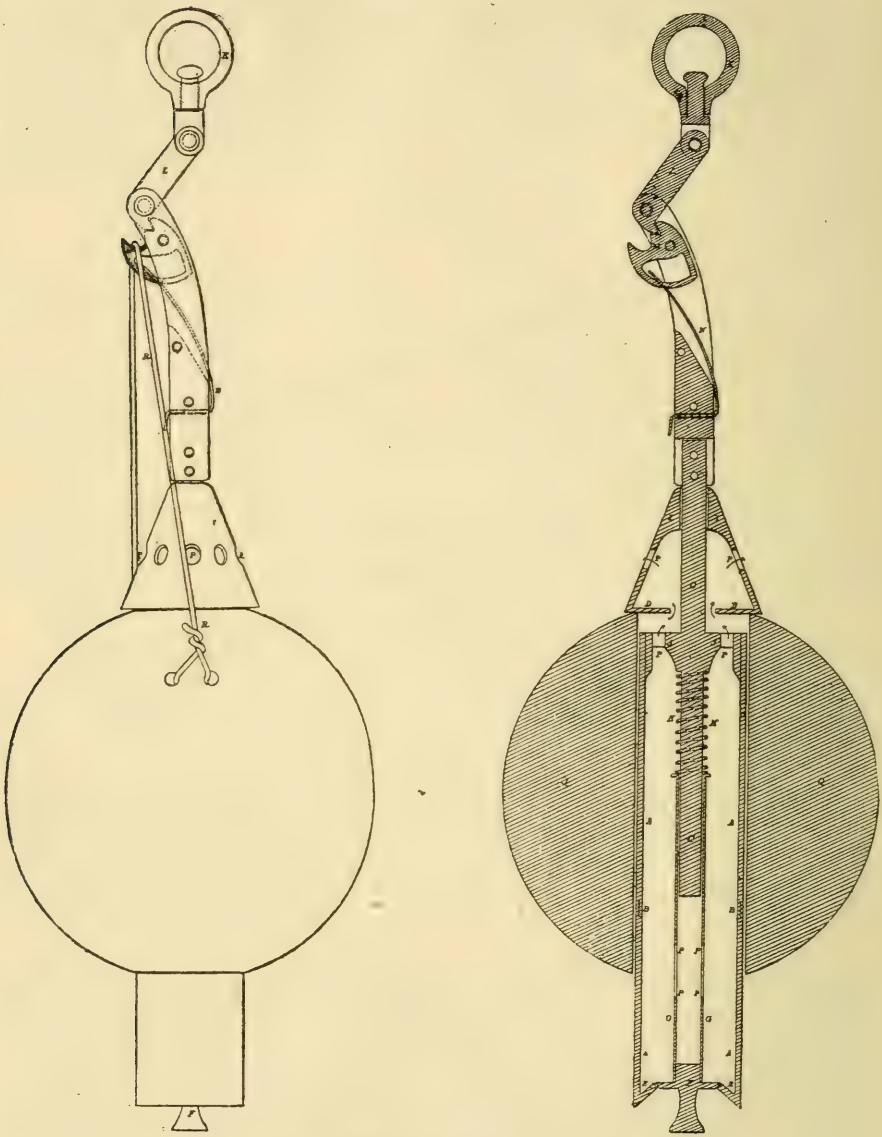
Lotmaschine von Lucas.

A Drahttrommel. *B* Bremstau. *C* Bremshebel, gehalten von der starken Stahlspirale *D*, angezogen durch das Handrad *F* mit dem Gewinde *E*. *O* Klemmschraube zum Stoppen. Der Draht *K* läuft durch die Führung *L* über die Rolle *R* innerhalb der Scheibe *G*. Das Zeigerwerk *J* giebt die Umdrehungen der Rolle *R* und damit die abgelaufene Drahtlänge.

neapolitanische Architekt Leo Battista Alberti eine Lotvorrichtung, mit deren Kritik sich schon Varenius beschäftigt. An einem Schwimmkörper, aus Holz, Kork, Holundermark oder einer Schweinsblase bestehend, war ein hakenförmiges Gewicht aufgehängt, welches den Schwimmer an den Meeresboden herabzog, dort aufstoßend sich aber ablöste und nunmehr den Schwimmer wieder an die Oberfläche zurückkehren ließ. Aus der bei diesem Eintauchen vergangenen Zeit wollte man

auf den zurückgelegten Weg und damit auf die Meerestiefe schließen. Sobald der Apparat aber in tieferem

Fig. 20.



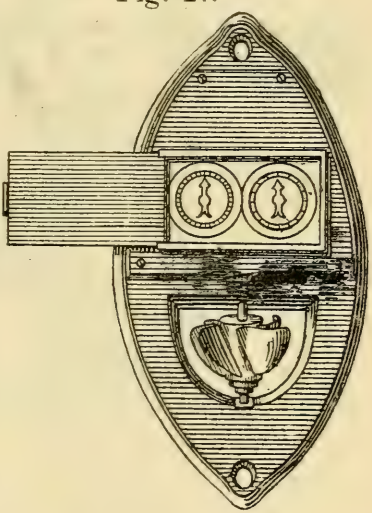
Sigsbee's Tieflot.

Wasser erprobt wurde, versagte er, indem der Schwimmer durch Strömungen soweit vom Versenkungsort abge-

trieben wurde, daß man ihn nicht wieder fand. Vielfach mag er überhaupt nicht an die Oberfläche zurückgekehrt sein, denn unzweifelhaft wird bei dem großen Druck, der in der Tiefe herrscht, poröses Material, wie Holz oder Kork, völlig von Wasser imprägniert, ein hohler, lufthaltiger Körper aber ganz zerdrückt, in beiden Fällen also die Schwimmkraft vernichtet werden. Auch im Anfange des 19. Jahrhunderts ist die Alberti'sche Erfindung noch einmal gemacht worden, nämlich in Verbindung mit Masseys Patentlot.

Dieses von Massey zuerst 1832 beschriebene Instrument könnte man kurzweg ein Loggelot nennen. Bekanntlich ist gegenwärtig zur Bestimmung der Fahrtgeschwindigkeit eines Schiffes das sog. Masseysche Patent-Logg besonders beliebt, dessen wesentlicher Bestandteil eine Schiffsschraube *en miniature* bildet, die durch das Wasser hinter dem Schiffe hergeschleppt sich in Drehungen versetzt und diese durch ein Uhrwerk zählt und registriert. Die Verwendung dieses Loggs für die Tiefenbestimmung lag sehr nahe; es wird mit einem Gewicht beschwert an einer Leine, oder auch ohne solche, mit Alberti'schem Abfallgewicht und Auftriebkörper, in die Tiefe versenkt. Die Zahl der registrierten Umdrehungen bei diesem vertikalen Wege soll ein Maß für die Tiefe geben. — Auf Maurys Veranlassung ist das Instrument vielfach, aber nicht mit dem gehofften Erfolg angewendet worden; auch bei neueren Expeditionen waren die Erfahrungen nicht günstig.

Fig. 21.

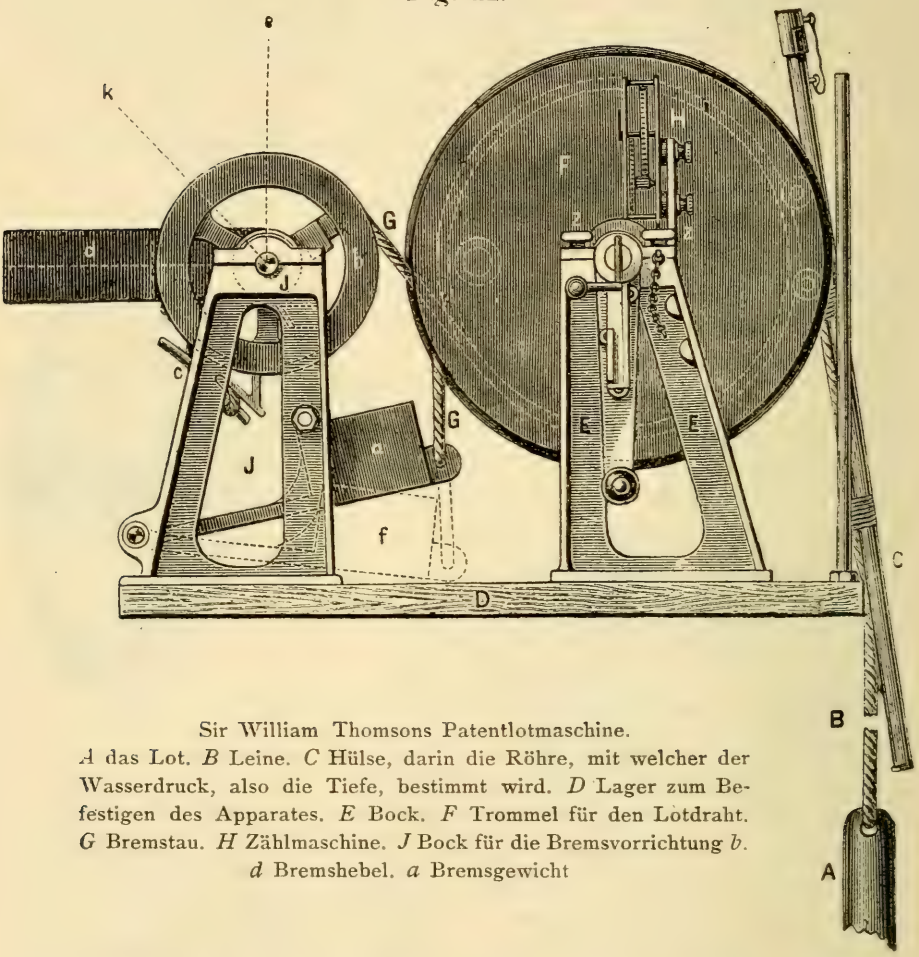


Massey's Loggelot.

Wir sprachen soeben von dem starken Druck, den die Wassermassen in der Tiefe ausüben und daß der Druck mit der Tiefe mehr und mehr zunimmt. Diesen Umstand hat man nun in ähnlicher Weise aus-

gebeutet zur Tiefenmessung, wie man die Änderung des Luftdrucks in der Höhe zu Höhenmessungen benutzt. Die zu diesem Zwecke konstruierten verschiedenen Arten von „Tiefseebarometern“ haben sich immer nur für kleine Tiefen bewährt (so die von Hopfgartner und

Fig. 22.



Sir William Thomsons Patentlotmaschine.
A das Lot. *B* Leine. *C* Hülse, darin die Röhre, mit welcher der Wasserdruck, also die Tiefe, bestimmt wird. *D* Lager zum Befestigen des Apparates. *E* Bock. *F* Trommel für den Lotdraht. *G* Bremstau. *H* Zählmaschine. *J* Bock für die Bremsvorrichtung *b*. *d* Bremshebel. *a* Bremsgewicht

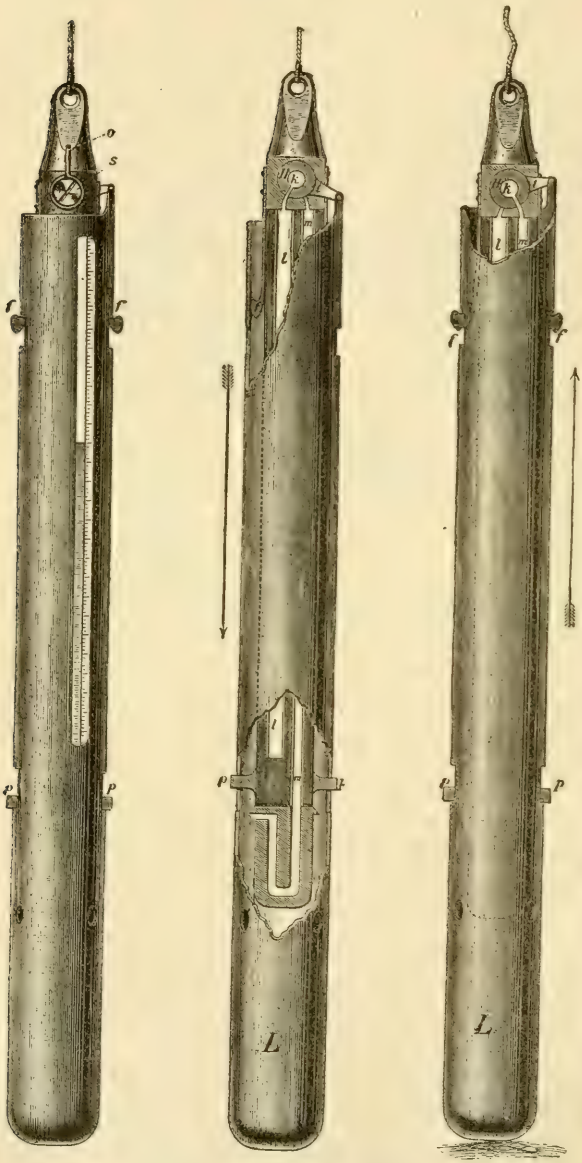
Stahlberger in der Adria benutzten starkgebauten Aneroïde), in größeren Tiefen wurden sie in der Regel zerdrückt. In besonders sinnreicher Weise aber ist dieses Prinzip seit 1875 von dem berühmten englischen Physiker Sir William Thomson, dem jetzigen Lord Kelvin, in seiner „Patentlotmaschine“ angewandt worden, die seit-

dem allgemein, u. a. auch in der deutschen Kriegsmarine, eingeführt und sehr zuverlässig befunden ist (Fig. 22). Wenn man eine oben verschlossene, unten aber offene Röhre mit dem offenen Ende voran in das Wasser versenkt, so wird die Röhre zum guten Teil mit Luft gefüllt bleiben. Diese eingeschlossene Luft wird aber um so mehr komprimiert, also das Wasser um so weiter in die Röhre vordringen, je mehr der Wasserdruck sich steigert. Ist nun die Innenfläche der Röhre chemisch so präpariert, daß man nach dem Einholen des Apparats genau sehen kann, wieweit das Wasser vorgedrungen war, so hat man ein Hilfsmittel, um danach aus dem Druck die Tiefe des Wassers zu bestimmen. Thomson belegte die Innenfläche des Rohres mit chromsaurem Silber, das an der Luft rot ist, nach Berührung mit Seewasser aber weiß wird, indem sich Chlorsilber bildet. Einen besondern Vorzug hat sein Apparat dadurch, daß ein Schiff auch in voller Fahrt damit loten kann, indem es die Röhre hinter sich herschleppt: diese ist dabei an Klavierdraht befestigt, der von einer Rolle abläuft, die durch Registrierung ihrer Umdrehungen in der Zeiteinheit deutlich den Augenblick erkennen läßt, wo die Meßröhre den Boden streift. Wie bemerkt, hat die Thomson'sche Lotmaschine bei der Navigation in den flacheren Meeren vortrefflich gearbeitet; nur wo der Meeresboden steinig ist, sind leicht Meßröhren verloren gegangen. Nachteilig an dieser Lotvorrichtung aber ist erstens, daß die Luft, je größer die Tiefen, in desto schwächerem Maße zusammengedrückt wird, so daß in Tiefen von mehr als 150 *m* die Ablesung an dem fortschreitend enger geteilten Maßstabe schwierig und ungenau wird; zweitens aber, daß für jede Lotung immer eine frische Meßröhre genommen werden muß, wobei das Auswechseln Zeit erfordert, man also nicht rasch genug loten kann, und daß ein großer Vorrat von Röhren an Bord mitgeführt werden muß.

Diese Nachteile werden bei dem neuen Universalbathometer von Kapitän Rung in Kopenhagen vermieden. Es beruht auf demselben manometrischen

Prinzip wie Thomsons Lot; der Fortschritt besteht aber darin, daß nicht die Zusammendrückung der ganzen anfangs eingeschlossenen Luft bis in die größte erreichte Tiefe hin registriert wird, sondern daß man ein bestimmtes kleines Volum dieser Luft unten im Augenblicke des stärksten Druckes abtrennt, und dieses Volum sich beim Aufholen wieder ausdehnen läßt, was ganz gleichmäßig mit abnehmenden Druck erfolgt. Beistehende Figuren zeigen, daß hierbei mit zwei verschiedenen Röhren *l* und *m* gearbeitet wird. Die Fangröhre *l* geht nach unten offen mit Luft gefüllt in die Tiefe (Fig. 23 Mitte) an ihrem oberen Ende führt sie zu einer kleinen Hahnkammer *H*, deren Höhlung *k* den Inhalt von genau 10 *kbcm* hat. Hier sammelt sich also

Fig. 23.



Rungs Universalbathometer.

auch komprimierte Luft an. Beim Versenken zieht das schwere Bleilot *L*, das nach oben in einen Schutzmantel für die beiden Röhren ausläuft und insbesondere auch den Hebel *t* der Hahnkammer faßt, diesen Hebel nach unten. Beim Aufstoßen auf den Boden (Fig. 23 rechts) sinken aber die beiden Röhren innerhalb des Mantels nach unten, dabei wird der Hebel *t* nach oben gestoßen, soweit die Führungszapfen *p* und die Federn *f* das gestatten, und damit wird die Hahnkammer zu der bis dahin frei vom Wasser durchströmten Meßröhre *m* hinüber gedreht. Beim Aufholen treten die Federn *f* hervor und halten den Mantel in dieser zweiten Stellung fest. Das in der Kammer *k* eingeschlossene Luftvolum dehnt sich stetig in die Meßröhre hinein aus, und auf Deck geholt sieht das Lot zum Ablesen fertig wie in Fig. 23 links aus. Nimmt man eine Hahnkammer von 10 *kbcm* Inhalt, so kann man bis auf 240 *m* Tiefe einzelne Meter messen; setzt man einen andern Hahn mit nur 5 *kbcm* Inhalt ein, so kommt man bis zur doppelten Tiefe. Rung hat zwar auch noch kleinere Meßkammern anfertigen lassen, die bis über 1800 *m* Tiefe ausreichen, empfiehlt aber ihre Verwendung selbst nicht, da in den größeren Tiefen die Wassertemperaturen sehr kalt sind und sich infolgedessen aus der zusammengedrückten Luft leicht ein paar Wassertröpfchen in der Kammer abscheiden und dann beim Absperren den Rauminhalt kleiner als berechnet machen. Das Rung'sche Bathometer hat eine große Zukunft, nicht nur in der praktischen Navigation, sondern allgemein in der wissenschaftlichen Meeresforschung wenigstens für die obersten 500 *m*.

3. Das Bodenrelief der Meeresbecken.

Als ein vorzügliches Hilfsmittel zur Orientierung über die Reliefverhältnisse des festen Landes sind die sog. Höhenschichtenkarten (mit Isohypsen oder Linien gleicher Meereshöhe) neuerdings besonders beliebt. Da ist es nun sehr merkwürdig, daß diese Art der Geländedarstellung zuerst gar nicht für ein gebirgiges Stück Land angewandt worden ist, sondern zur Veranschaulichung des Reliefs einer Meeresstraße. Der französische

Geograph Ph. Buache nämlich hat im Jahre 1737 der Pariser Akademie eine Tiefenkarte des britischen Kanals oder Ärmelmeeres mit Linien gleicher Meerestiefe vorgelegt, während die erste Höhenschichtenkarte 1782 erschien.*) Es gab also eher eine Tiefenschichtenkarte als eine Isohypsenkarte, wie man eher Tiefenprofile zeichnete als Höhenprofile durch Festlandteile! So sind diese der heutigen Morphologie der Erdoberfläche unentbehrlichen Methoden zuerst für submarine Reliefbilder angewendet worden. Vielleicht scheint diese Thatsache nicht so verwunderlich, wenn man sich vergegenwärtigt, daß der die Tiefen lotende Seemann das submarine Bodenrelief so gut wie gar nicht mit seinem physischen Auge zu überblicken vermag. Da kann er, angesichts der mit Tiefenzahlen bedeckten Karte, viel leichter auf die Idee verfallen, durch Einzeichnung von Linien gleicher Tiefe sich zwar ein abstraktes, aber doch übersichtliches Bild zu schaffen. Dagegen wird ein auf dem reich und abwechslungsvoll modellierten Lande stehender Beobachter inmitten der unübersehbaren und verwirrenden Einzelformen des Geländes viel schwerer zu der Abstraktion gelangen können, die nötig ist, um Linien gleicher Höhe im Terrain oder auf der Karte aufzusuchen.

Neben jener bewunderungswürdigen Leistung des französischen Geographen müssen wir nun alsbald eines phantastischen Irrtums gedenken, den er sich gleichzeitig zu schulden kommen ließ. Buache dachte sich nämlich das festländische Relief ganz so scharf modelliert fortgesetzt über den Boden der damals doch völlig undurchloteten ozeanischen Räume; er konstruierte submarine „Seegebirge“, deren lange Züge, von den Halbinseln zu den Inselketten und von diesen wieder hinüber

*) Die Idee zur letzteren gab Ducarla, die Zeichnung führte sein Freund Dupain Triel aus, der auch 1791 das erste Länderprofil entwarf. — Der Vollständigkeit wegen mag hier bemerkt sein, daß ein paar Jahre vor Buache schon ein holländischer Ingenieur Karten eines Flußbettes mit Tiefenschichten publiziert hat. Doch war Buache der erste, der die ganze Tragweite der Idee ermaß, und das bleibt doch wohl immer die Hauptsache.

zur nächsten Halbinsel verlaufend, als ein in weiten Maschen sich durchkreuzendes Netzwerk die Becken der Meere genau so gliederten, wie es auf den Festlanden durch die Kettengebirge geschieht.

Nichts davon hat die moderne Tiefseeforschung nachweisen können, vielmehr zeigt der Boden des offenen Ozeans, mit den gleich zu erwähnenden Einschränkungen, durchweg ein höchst eintöniges Relief und würde, trocken gelegt, Landschaften von unglaublicher Langweiligkeit liefern, Flächen, die sich für unsere Sinne nahezu mit einer mathematischen Ebene identisch erweisen müßten. Auf beigegebener Karte (Fig. 24) sehen wir eine Anzahl von Lotungen, welche im November 1874 vom V. S. Dampfer Tuscarora auf der Fahrt zwischen San Franzisko und den Hawaii-Inseln ausgeführt worden sind. Die ganze hier dargestellte Strecke hat eine Länge von 450 Sm. oder 830 *km*, gleicht also der Entfernung von Berlin nach Paris, oder von Basel bis Danzig. Die einzelnen Lotungen haben 40 Sm. oder 70 *km* durchschnittlichen Abstand, und man sieht, wie sich die Tiefenunterschiede dabei in den Grenzen von höchstens 310 *m* halten, meist aber 100 *m* nicht erreichen; also auf 1000 *m* horizontalen Abstand keine Bodenneigung von mehr als $3^1/_2$ *m*. Das wird immer als „eben“ gelten können.*)

Es sind wohl auch Niveauunterschiede vorhanden, aber nur in Gestalt von ganz sanft geformten Mulden und breiten Rücken, deren Böschungen gegen die Horizontale auch nicht ein viertel Grad betragen.

Man könnte nun einwenden, daß die erwähnten Lotungen der Tuscarora doch nicht ausreichen, um eine Vorstellung vom Relief der Tiefsee zu gewinnen, daß jene Übereinstimmung in den Tiefenzahlen nur auf Zufall beruhe, indem das Lot der Tuscarora gerade die dazwischen liegenden Unregelmäßigkeiten des Bodens bei den großen Abständen von 70 *km* nicht getroffen haben könne.

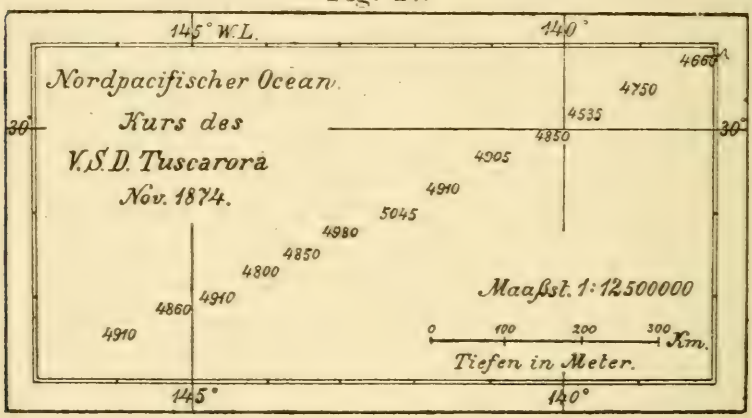
---

*) Das Auge bemerkt erst eine Neigung von 1 zu 200 deutlich; obige Maximalneigung beträgt 1 : 242, die Durchschnittsneigung 1 : 700.

Dagegen ist aber zu bemerken, daß diese Gleichmäßigkeit des Bodenreliefs nicht nur hier im Nordpazifischen Ozean gefunden worden ist, sondern auch da, wo man in sehr viel geringeren Abständen voneinander Lotungen in großer Zahl ausgeführt hat, wie im Nordatlantischen Ozean im Bereiche der Telegraphenkabel. Hier zeigt der Meeresboden stellenweise ein etwas bewegteres Relief, aber doch immer noch sanfte Formen.

So hat der Siemens'sche Dampfer „Faraday" beispielsweise am Nordostabfall der sog. „Flämischen Kappe", einer der Großen Neufundlandbank im Osten angelagerten Bodenerhebung, auf einem Raum von 480 *qkm*, also noch nicht so groß wie der Bodensee

Fig. 24.

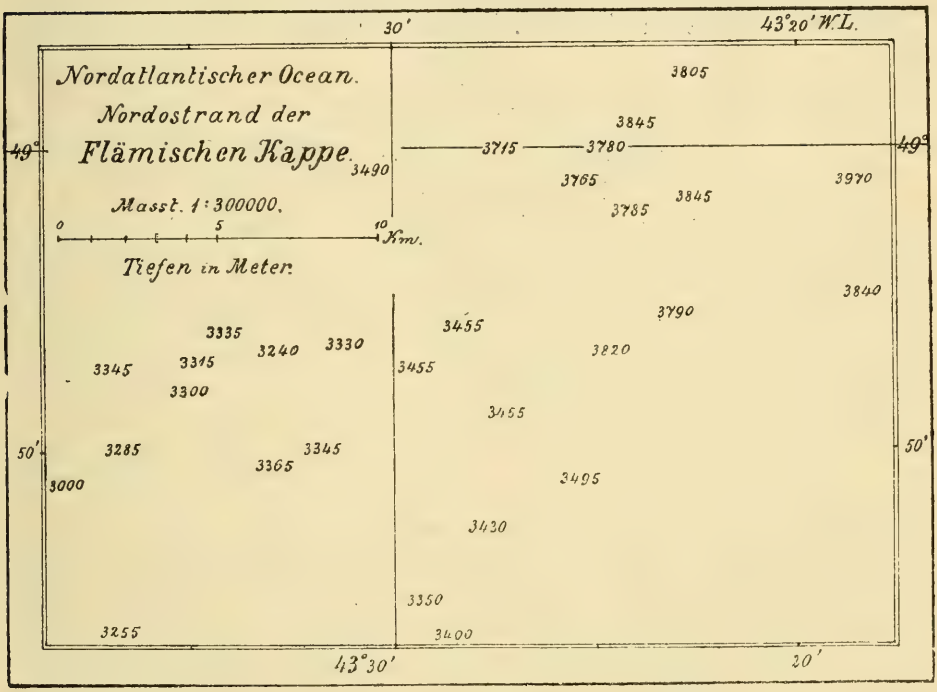


(540 *qkm*) die auf beigegebenem Kärtchen (Fig. 25) verzeichneten Lotungen ausgeführt. Man bemerkt, wie die Abböschung dieser Bank in die Tiefsee in so allmählicher und gleichmäßiger Weise ausgebildet ist, daß nichts landschaftlich Langweiligeres gefunden werden könnte.

Diese Sanftheit der submarinen Bodenformen kann ausnahmslos aber nur für Meeresstriche gelten, die von weichen Sedimenten bedeckt sind; wir werden in einem spätern Abschnitt, wenn von den Wellenbewegungen die Rede ist, auf die hier abgleichend wirkenden Kräfte noch zurückkommen. Hier und da, aber ganz vereinzelt, ist von den großen Forschungsexpeditionen auch wohl

harter Felsboden am Meeresgrunde angetroffen worden, und da zeigte sich dann meist auch ein etwas abwechslungsreicheres Relief. So hat derselbe Siemens'sche Dampfer mitten zwischen der Flämischen Kappe und Irland eine solche felsige Örtlichkeit näher untersucht, die sog. „Faraday-Hügel", deren höchste Erhebung 1170 *m* unter der Meeresoberfläche liegt und aus einem sonst etwa 3000 *m* tiefen Meer sich erhebt. Umstehendes Profil zeigt, in den wahren Verhältnissen von Länge zu

Fig. 25.

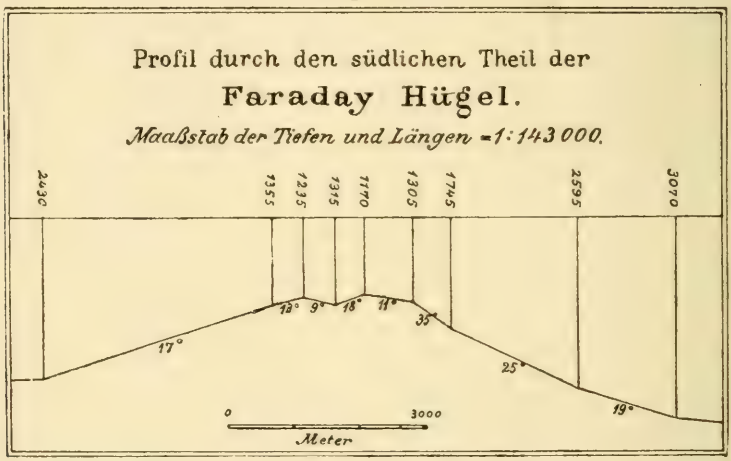


Tiefe wiedergegeben, einen Querschnitt von Norden nach Süden durch den Hauptfelsrücken dieser unterseeischen nordatlantischen Schweiz, mit Böschungswinkeln bis zu 35^0 oder einer Steigung von 1 zu $1^1/_2$, wie sie sonst nur im Hochgebirge oder an Vulkankegeln auf dem Lande gemessen werden.*) Aufgeholte Grundproben

*) Die größte Steigung unserer Chausseen beträgt etwa 1 zu 20 oder 3^0; der Eisenbahnen 1 zu 40 oder $1^1/_2{}^0$.

ergaben, daß in der That die Faradayberge einem submarinen Lava-Ausbruch ihr Dasein verdanken. An eine versunkene Insel ist nicht zu denken, denn diese würde beim Einsinken in das Meer durch die Brandung zertrümmert und aufgelöst, sehr viel sanftere Konturen empfangen haben. Jene steilen Böschungen können nur unter Wasser entstanden sein. Ähnliche unterseeische Bergkegel kennt man übrigens infolge der Kabellotungen in vielen vulkanischen Meeresgebieten. Am besten untersucht ist die Gruppe von sechs derartigen Kuppen in der Gegend zwischen Madeira und der marokkanischen Küste; zwei von ihnen, die Gettysburg- und Daciabank,

Fig. 26.



haben noch nicht 100 *m* Tiefe, und alle erheben sich steil aus der hier 4000 *m* tiefen See.

Ebenso sind recht große Böschungswinkel in den flacheren südlichen und westlichen Teilen der oben erwähnten Flämischen Kappe gefunden worden, in Beträgen von 10^0, 17^0, ja einmal bis zu 19^0 anwachsend: aber auch diese auffälligen Werte sind unschwer aufzuklären. Die Flämische Kappe liegt an der Stelle des Nordatlantischen Ozeans, wo ein kalter, mit grönländischen Eisbergen beladener Meeresstrom mit dem warmen Golfstrom zusammentrifft. Da schmelzen die Eisberge in wenigen Wochen und werfen so das Moränen- und Geschiebematerial, welches sie als ehemalige Gletscher

mit sich führen, auf den Meeresboden nieder. So entstand und wächst die Neufundlandbank und neben ihr die Flämische Kappe stets weiter. Deren Oberfläche ist denn auch, wie die Lotungen ergeben haben, mit großen Steinen bestreut. Und wo eine solche Steinpackung vorhanden ist, wird das feinere Material, der Sand und der Grus, der aus dem schmelzenden Eise herausfällt, sich leicht, trotz der abgleichenden Wirkung der Wellen, in steileren Böschungen zwischen den Steinen erhalten können, als es ohne solche Stütze möglich wäre.

In verhältnismäßig steilen Böschungen erheben sich auch die kleinen Koralleninseln über den benachbarten Meeresboden. Da sind auf 50 *km* Abstand Tiefenunterschiede von 3000 bis 4000 *m* ganz gewöhnlich, was ein Gefälle von 4^0 ergiebt.*) Solche Werthe sind u. a. von der englischen Korvette „Alert" im Südpazifischen Ozean im südlichen Teil des Paumotu-Archipels mehrfach nachgewiesen; so 52 *km* nordwestlich von Mangarewa bei einer Tiefe von 3560 *m* und 55·6 *km* südlich von Fangataufa 4025 *m*. Steilere Böschungen fand schon früher die Challenger-Expedition bei der Insel Tubuai, südlich von Tahiti im 23^0 s. Br. gelegen, nämlich in 46 *km* Abstand eine Tiefe von 4480 *m*, eine mittlere Neigung von $5^1/_2{}^0$.

Das Non plus ultra der Art aber liefern die Bermudas-Inseln im Nordatlantischen Ozean, bekanntlich die am weitesten polwärts ($32^1/_2{}^0$ n. Br.) gerückte Korallengruppe. Die britischen Kriegsschiffe Argus und Flamingo haben 1869 in nur 7 Sm. (13 *km*) Abstand im Nordwesten dieses Korallenbaues eine Tiefe von 3840 *m*, und in 10 Sm. oder 18·5 *km* Entfernung im Süden der Inseln eine Tiefe von 4115 *m* gelotet im letzten Falle ergiebt sich eine Böschung von $12^1/_2{}^0$, im ersten sogar von $16^1/_2{}^0$ (d. i. 1 zu $3^1/_3$).

An isoliert liegenden kleineren Vulkaninseln sind wohl auch relativ steile Böschungen gefunden worden,

*) Selbstverständlich sind das nur mittlere Böschungen, während in Wahrheit näher dem Ufer die Böschung vielfach viel steiler, weiter in See viel sanfter sein wird als im Mittel.

selten aber solche von mehr als 10°. So hat Prof. Mohn am Nordostabfall der im europäischen Nordmeer zwischen Island und Spitzbergen gelegenen Insel Jan Mayen einen Böschungswinkel von 8° oder ein Gefälle von 1 zu 7 nachgewiesen. Auch an den Azoren ist die Tiefe von 100 Faden (oder 183 *m*) auf den britischen Seekarten meist in einem Abstande von 5 *km* vom Strande zu finden, was einer Neigung von 2° bis 3° entspricht. Nur in einzelnen Fällen, z. B. südlich der Insel Sta. Maria, fällt auf 3150 *m* Abstand die Tiefe von 6 auf 550 *m*, was einen Böschungswinkel von 10° liefert. Aber das ist auch nur eine kurze Strecke.

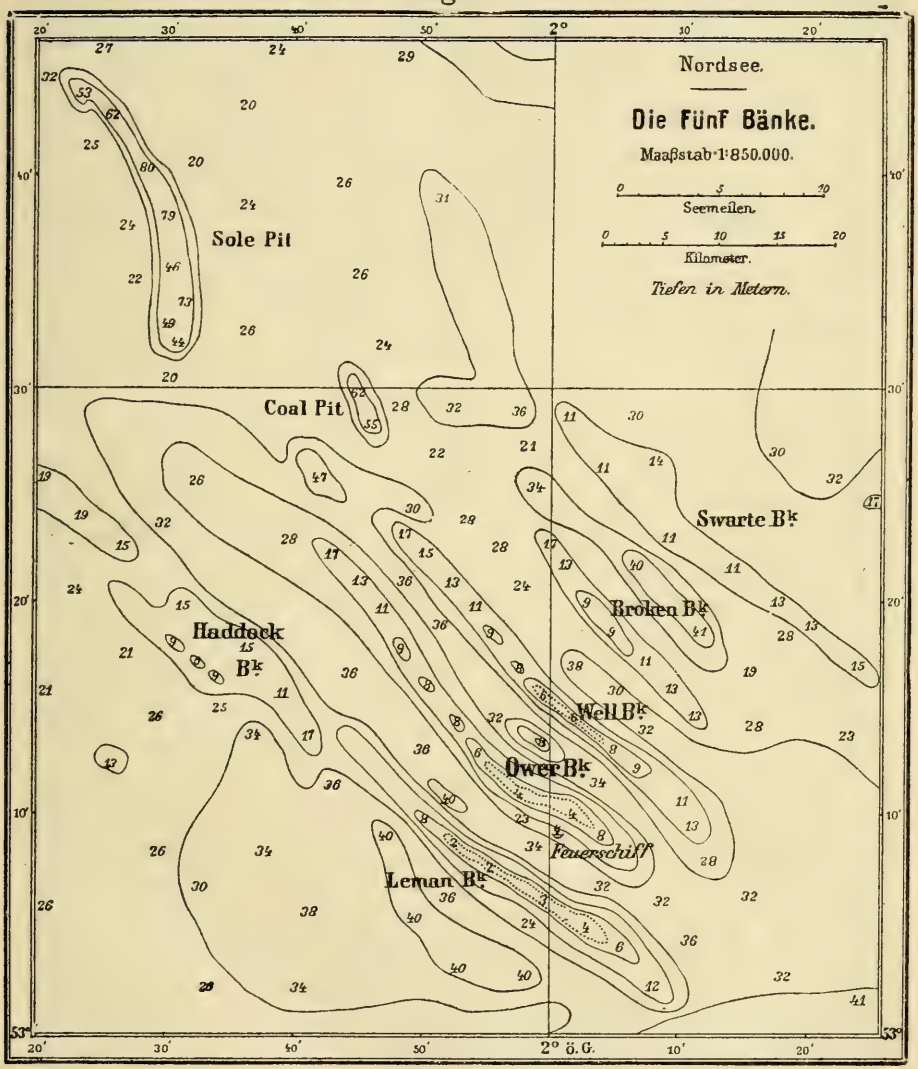
In der Nähe der Festlandküsten kommen steilere submarine Böschungen nur in gewissen Mittelmeeren vor, wie wir unten sehen werden. Am Nordufer des wegen seiner schroff modellierten Ränder bekannten Skagerrak zeigen die deutschen Admiralitätskarten bei Lille Faerder am Eingang des Christianiafjords Winkel von 4°, südlich von Christiansandfjord solche von 6°, und südöstlich Lindesnäs von 8° als Maximum. Das sind wohl die steilsten Abböschungen des europäischen Kontinents in das Meer.

In vielen Fällen aber sind solche steilen Böschungen instabil: sie geraten leicht ins Rutschen, und diese submarinen Bergschlipfe sind dann den auf dem Abhange ruhenden Telegraphenkabeln verhängnisvoll. Namentlich in der Nähe der tropischen Küsten Afrikas und Südamerikas scheint das während der Regenzeit unterseeisch austretende Grundwasser heftige Rutschungen zu begünstigen, und dann sind Kabelbrüche die Folge; sie können sich jedes Jahr mit unangenehmer Pünktlichkeit wiederholen.

Wo dagegen niedriges Land an das Meer anstößt und aus weichem Material besteht, da sind die submarinen Böschungen auch stets viel sanfter. Hierfür finden wir Beispiele genug an den deutschen Gestaden: man denke an die geringen Tiefen entlang der Ostseeküste und an den sanft abfallenden und eben darum eine so kräftige Brandung erzeugenden Badestrand von Sylt oder Norderney. Auch im Übrigen sind Nordsee und

Ostsee fernab von ihren Ufern mit stellenweise ganz ebenem Boden begabt. So liegt in der Nordsee westlich von der holländischen Küste eine an Areal 3400 *qkm**) messende Fläche, wo die Tiefen durchweg 23 bis 24 *m*

Fig. 27.



oder 14 Faden betragen, von den Engländern darum „die breiten 14“ genannt. Es fehlt aber gerade in der

*) Etwa ebenso groß wie die Kreishauptmannschaft Leipzig.

Nordsee nicht an Stellen, die in ihrem Bodenrelief sehr viel Rätselhaftes bieten. So liegen zwischen der Doggerbank und dem Wash-Busen der englischen Küste, eingesenkt in ein sonst nur etwa 25 bis 30 *m* tiefes Meer, isolierte Vertiefungen, deren Boden 80, ja 90 *m* unter den Meeresspiegel reicht. Diese Pits, wie sie der englische, oder Kulen, wie sie der deutsche Seemann nennt, haben vielfach eine lang gestreckte Gestalt und sehr steile Wandungen: es sind auch hier Böschungswinkel von 8^0 bis 10^0 nicht selten. Die größte Bildung der Art ist die Silberkule am Südwestende der Doggerbank, 100 *km* von Ost nach West lang, bei einer Breite von durchschnittlich 15 bis 20 *km*. Weiter südlich von diesen Kulen finden wir eine Reihe langgestreckter paralleler schmaler Bänke, die von Nordwest nach Südost streichend aus 30 *m* Tiefe bis dicht an die Meeresoberfläche aufsteigen, so daß sie zur Sicherung der Schiffahrt durch Bojen und Leuchtschiffe bezeichnet sind (Fig. 27). Wie diese „Gruppe der Fünf Bänke", die einem submarinen Kettengebirge aufs Haar ähnlich sehen, entstanden ist, bleibt noch zweifelhaft. Englische Geologen haben in den Gezeitenströmungen die Kräfte finden wollen, durch welche diese Ketten aufgehäuft sind, aber es ist nicht einzusehen, warum diese Strömungen, die an der ganzen Ostküste Englands sich im wesentlichen gleichartig abspielen, gerade hier längs ihrer Stromrichtung selbst solche Materialanhäufungen verursacht haben sollen. Die Kulen und „Kettenbänke" sind wohl älter als die Nordsee, d. h. sie waren schon vorhanden, ehe die See diesen flachen Teil des europäischen Festlandkörpers überschwemmte, oder sie gehören der Eiszeit an, die auch auf dem Festlande soviel rätselhafte Reliefformen und gerade auch solche Kulen hinterlassen hat, die von Süßwasserseen erfüllt sind. Um so mehr wird man hier an norddeutsche Diluviallandschaften erinnert, als die Doggerbank an ihrem steilen Absturz in die Silberkule aus grobem Kies und Steinen besteht. Man wird in die Entstehung dieser Bildungen nicht eher einen tieferen Einblick gewinnen, als bis sie ihrer Bodenzusammensetzung nach nicht bloß an ihrer Oberfläche untersucht sind. —

Wenden wir uns nunmehr wieder den eigentlich ozeanischen Uferregionen zu, so haben wir da als eine merkwürdige Seltenheit hervorzuheben, daß der Meeresboden vom Strande ab in einer gleichmäßig geneigten schiefen Ebene in die eigentliche Tiefsee, d. h. in Tiefen von mehr als 2000 *m*, abfällt. Nur einzelne Strecken der Westküste Amerikas scheinen diese Art Strandböschuug zu besitzen: im übrigen aber herrscht der terrassenartige Abfall vor. Eine Stufe gewinnt alsdann besondere, nicht nur praktische, sondern auch geographische oder geologische Bedeutung, nämlich die durch die 200-Meterlinie bestimmte. In Tiefen, die geringer sind als 200 *m*, kann jedes Schiff jederzeit loten, und damit seine Position bestimmen, wenn Sonne und Sterne nicht sichtbar sind; und nur in diesem flacheren Wasser werden Seefischereien betrieben, wobei sogar unter Umständen geankert werden kann.

Solche flachen Bänke umrahmen in langer Erstreckung die Küsten der Kontinente, bald sind sie schmal, bald wieder sehr breit: Man hat sie als „Kontinentalstufe“ oder schlechtweg als „Flachsee“ bezeichnet, aber besser wird das Typische dieser Bildung im Englischen durch das Wort *shelf* getroffen, nämlich das zusammenhängende Fortlaufen einer Art von Gesims am Seerande der Festlandsockel. Da dieses englische Wort urgermanischen Ursprungs und sogar im Plattdeutschen noch nachweisbar ist, wird sich empfehlen, es als wissenschaftlichen Kunstausdruck fortan zu gebrauchen. Viele Rand- und Mittelmeere sind in ihrer ganzen Erstreckung solche Schelfe, wie die Ostsee, der Persische Golf, das Ostchinesische Meer; andere sind es wenigstens mit einem überwiegenden Teil ihres Areals, wie die Nordsee. Diese zeigt nur entlang des südlichen Norwegen eine tiefere Rinne (5—700 *m*), die das Skagerrak noch mit umfaßt, während das Kattegat als richtiges Schelfmeer der Ostsee verwandter ist als dem benachbarten Teil der Nordsee. — Der Nordseeschelf selbst ragt als flache Bank, auf der die britischen Inseln liegen, noch 200 *Sm.* oder 390 *km* westlich von Kap Lizard, der Westspitze Englands, in den Atlantischen

Ozean hinaus, so daß die nach New-York fahrenden Postdampfer noch 12 Stunden, nachdem sie Lizard aus dem Gesicht verloren, brauchen, ehe sie das „blaue" Wasser des eigentlichen atlantischen Tiefenbeckens erreichen. Ihm schließt sich auch der Biskayische Golf mit seiner nordöstlichen französischen Hälfte an, die spanische Südwesthälfte allein gehört zur Tiefsee.

So wie diese „Gründe" (wie der deutsche Seemann sie nennt) vor den britischen Inseln und dem Kanal, so lagert sich vor Neufundland in einer Ausdehnung, von 200000 *qkm* *) die wegen ihrer Fischereien, ihrer dichten Nebel und Eisberge berühmte Große Neufundlandbank. Als südamerikanisches Gegenstück dazu haben wir den breiten Patagoniaschelf, der auch die Falklandinseln nach Osten hin umfaßt, und auch ein südafrikanischer ließe sich in der Agulhasbank nachweisen.

Groß und wichtig sind diese Schelfe in den interkontinentalen Mittelmeeren. Am wenigsten noch sind sie von Bedeutung im Romanischen Mittelmeer, wo etwa nur die Nordhälfte der Adria und die kleine Syrte, sowie das Nordwestviertel des Schwarzen Meeres in Betracht kommen. Etwas mehr treten sie im Amerikanischen Mittelmeer hervor, wo die Yukatanbank und die Floridabank im Golf von Mexiko, sowie die Hondurasbank im Karibischen Meer zu nennen sind. Seit Nansens und Sverdrups Lotungen im Arktischen Meer wird immer deutlicher, daß eine gewaltige Schelfsee von Spitzbergen über Franz-Josephland, Nowaja-Semlja und die Neusibirischen Inseln hinaus bis zum Alaskaterritorium zu reichen scheint und nach Süden in die Beringsee hinüber greift. Nicht minder bedeutsam sind auch die beiden großen flachen Schelfplatten im Australasiatischen Mittelmeer, deren eine von Hinterindien her nach Südosten noch etwas über Borneo und Java hinausgreift, während die zweite Neu-Guinea an das australische Festland kettet.

Wie schon bei der Klassifikation der Meere (S. 25) angedeutet wurde, liegen gewichtige Gründe für die An-

*) Etwa dem außerpreußischen Deutschland gleichkommend.

nahme vor, daß solche weniger als 200 *m* Tiefe messende unterseeische Schelfe ehemals trockene Landstücke der benachbarten Festländer waren, und zwar in den letzten Epochen der Erdgeschichte, etwa seit der Mitte der Tertiärzeit; ebenso wie man Festlandteile kennt, die damals vom Meere überdeckt waren. Man kennt eine große Zahl von Beispielen für alte Flußthäler, die jetzt samt dem Schelf tief ins Meer versenkt sind: die Mündung des Hudsonflusses setzt sich über New-York hinaus seewärts fort und ist stellenweise von 600 *m* tiefen und mit 14^0 Böschung abfallenden Wänden begleitet, bis sie am Fuße des Schelfs in rund 900 *m* Tiefe in den eigentlichen Seeboden übergeht. Ähnliche Bildungen findet man u. a. vor dem Adour, dem Tajo, dem Indus, besonders großartig am Ganges und dem Kongo (dessen submariner Cañon 900 *m* tief eingesenkt liegt), und in ganzen Scharen entlang der Riviera, wo die Thalwandungen in Terrassen abgesetzt und aus anstehendem Felsgestein gebildet sind: sie reden als zuverlässige Zeugen für die Senkung der Küsten in ihrem Bereich. Das ist also das geographisch-geologische Interesse, welches diese flachen Teile des Ozeans für sich in Anspruch nehmen dürfen.

Andererseits ist es sehr wohl erlaubt, wo wir im offenen Ozean auf großen Strecken Tiefen von 3000 *m* und mehr treffen, diese als einen Beweis für ihr hohes Alter hinzustellen. In der That lehrt sowohl die Tier- wie die Pflanzengeographie, daß sich der Atlantische und Pazifische Ozean schon in verhältnismäßig frühen Perioden der Erdgeschichte (in der mesozoischen Zeit) ungefähr in der gleichen Ausdehnung ausgebildet haben wie heute.

Eine andere Deutung aber verlangen die kleineren trogartigen Becken von zum Teil wahrhaft ozeanischen Tiefen, welche wir in den großen interkontinentalen Mittelmeeren in reicher Zahl vorfinden. Da sie nämlich fast ausnahmslos in deutlicher Verbindung mit vulkanischen Spalten auftreten, sind sie als Einsturzfelder zu deuten, die einen, bisweilen vielleicht noch am Ende der Tertiärzeit vorhandenen, trockenen Zusammenhang durchbrochen haben zwischen den Kontinenten, die sie

jetzt trennen. Die zwischen solchen Einsturzmulden gelegenen flacheren Brücken sind also im alten Niveau verblieben, ihre Abböschungen demnach als Bruchränder anzusehen.

Aus mehreren solchen Einsturzbecken ist das Romanische Mittelmeer zusammengesetzt. Der ausgezeichnete Geologe Eduard Sueß hat bewiesen, dass der Westrand Italiens und der Nordrand Siziliens nichts sind als Bruchränder, das Tyrrhenische Meer also nichts anderes als ein Einsturzfeld; noch heute sind die Erdbeben in Ischia und Kalabrien, sowie die vulkanischen Erscheinungen am Golf von Neapel und im Bereiche der liparischen Inseln und Siziliens ein Symptom für die Fortdauer dieses Einsturzprozesses. — Ebenso ist die Küste von Algier ein Bruchrand: hier sinkt noch im Gesichtsfelde des Leuchtfeuers von Algier (30 Sm. = 55 *km*) das Lot in eine Tiefe von 2750 *m*. Doch sind auch sonst ähnlich steile Böschungen bekannt, wie denn gleichfalls im Bereiche des Leuchtfeuers von Toulon (12 Sm. = 22 *km*) 2000 *m* gelotet werden. Die größte Tiefe des Mittelmeeres liegt südwestlich vom Peloponnes und erreicht 4400 *m*. Das Marmormeer ist bei aller Kleinheit doch 1403 *m* tief, und vom Schwarzen Meer wissen wir, daß die tiefste Stelle 2000 *m* übersteigt. Es gehören also zu diesem Mittelmeer vier große Tiefenmulden: die hesperische zwischen Sardinien und Spanien; die tyrrhenische zwischen Sardinien und Italien, die levantinische zwischen Sizilien und Ägypten, und endlich die pontische.

Vier solcher Becken zeigt auch das Amerikanische Mittelmeer. Der mexikanische Golf ist das erste derselben und erreicht in der Sigsbee-Tiefe 3875 *m*; das zweite und dritte Becken zwischen Kuba und Honduras hängen im Westen miteinander zusammen und sind zwei parallele Thäler von fast westöstlicher Richtung und sehr großer Tiefe, getrennt durch den flachen Rücken der Kayman-Inseln. Zwischen den letzteren und Yukatan sind Tiefen von mehr als 5000 *m* nicht bekannt; dagegen findet sich ein schmales Thal südlich vom Kaymanrücken, das durchweg tiefer als 5000 *m* ist und in seiner tiefsten Stelle, der Bartlett-Tiefe, nur 20 Sm. oder 37 *km*

von Groß-Kayman entfernt, bei einer mittleren Böschung von $9^1/_2{}^0$ 6270 *m* erreicht; der südöstlich hiervon gelegene Gipfel der Insel Jamaica, der 2570 *m* Meereshöhe besitzt, erhebt sich demnach 8840 *m* über den benachbarten Meeresboden: so hoch wie der Mount Everest über den Spiegel des Golfs von Bengalen. Auch zwischen Santiago de Cuba und Jamaica sind noch 5500 *m* gelotet. — Das vierte Tiefenbecken deckt sich nahezu mit dem Karibischen Meer und scheint in seinem nordöstlichen Teil, in der Nähe von Hayti und Puertorico die Maximaltiefen zu besitzen, die nicht ganz 5000 *m* betragen. Die Straßen zwischen den Antillen sind erheblich flacher, die Windward-Passage zwischen Cuba und Hayti hat 1450 *m*, die Monastraße zwischen Hayti und Puertorico hat nur 475 *m* und zwischen den kleinen Antillen sind die zahlreichen Straßen nicht tiefer als die Windward-Passage, so dass das Karibische Meer nur mit einer Oberflächenschicht von 1450 *m* mit dem benachbarten Atlantischen Ozean in Zusammenhang steht. Dabei fallen allgemein die Tiefen binnenwärts dieser vulkanischen Inselkette schneller und steiler ab, als nach außen in den Ozean, weshalb man auch hier an einen Bruchrand denken darf, an dem entlang die Inselvulkane aufgestiegen sind.

Noch typischer sind diese steilufrigen Trogmulden mit relativ flachen Straßen zum Ozean hinaus im Australasiatischen Mittelmeer entwickelt. Die größte ist die Chinasee zwischen Borneo und Südchina, im Maximum 5250 *m*, nahe westlich von Luzon, messend; die Straße zwischen Formosa und Luzon ist dabei nicht über 1500 *m* tief. Als zweites Becken reiht sich die Sulusee nach Südosten an, zwischen Palawan und den Suluinseln; sie ist bis 4660 *m* tief, aber gegen die Nachbarmeere bis 730 *m* abgesperrt. Die Celebessee folgt als drittes Becken mit 5000 *m* größter Tiefe; die Thorschwelle zum Pazifischen Ozean hat 1300 *m* Tiefe. Ein viertes größeres, tieferes und reichlich gegliedertes Becken bildet die Bandasee zwischen Celebes, Timor und den Bandainseln, meist nahe an 5500 *m*, mit der größten Tiefe zwischen Banda und Nusatello 6505 *m* tief, gegen die Nachbar-

meere aber bis auf 1700 *m* abgeschlossen. Endlich ist das kleine Becken der Savusee zwischen Timor, Flores und Sumba bis 3760 *m* tief und unterhalb 1400 *m* gegen den Indischen Ozean abgeschlossen. Auch in diesen australasiatischen Tiefenbecken haben wir steile Uferböschungen: so erhebt sich der Gunong (Vulkan) Api so schroff mitten in dem Bandabecken, daß 9 Sm. oder 16 *km* östlich davon schon 4940 *m* gefunden werden, d. h. eine mittlere Böschung von $16^1/_2{}^0$, wie bei den Korallenriffen der Bermudas. Einige andere Böschungen von 10^0 finden sich mehrfach, der steilste Abfall aber an der Nordküste von Timor*), wo einmal in 5·4 *km* Abstand vom Felsufer eine Lotung von 2725 *m* verzeichnet ist, woraus sich eine Böschung von 29^0 berechnen läßt. Diese Steilabfälle in Verbindung mit den allgemein verbreiteten vulkanischen Erscheinungen lassen in jenen Tiefenmulden mit Recht nichts anderes als große Einsturzbecken erkennen.

Das Arktische Mittelmeer scheint mindestens zwei deutlich ausgeprägte Tiefenmulden zu besitzen: zuerst die Nordmeertiefe zwischen Spitzbergen und Grönland, die im Maximum 4850 *m* mißt**) und in zwei flacheren Zungen zu beiden Seiten von Jan Mayen nach Süden greift. Vom Atlantischen Ozean ist sie durch eine nirgends über 600, meist aber noch nicht 300 *m* tiefe, ziemlich breite Schwelle, den Wyville Thomson-Rücken, abgeschieden, der von Ostgrönland nach Island und von Island über die Färöer nach Schottland hinüberführt; wir haben desselben bereits früher gedacht (Kap. I, S. 14) und auch die Tiefe des Davisthores damals zu 730 *m* und der Beringstraße zu 50 *m* angegeben. Die zweite Tiefenmulde ist von Nansen nördlich von den Neusibirischen Inseln und Franz Josephsland entdeckt worden; sie hat Tiefen bis 3800 *m*, ist durch eine Schwelle von etwa 800 *m* zwischen Spitzbergen

*) Zwischen dem Hafen Dilhi und der Kambinginsel.

**) In $78^1/_2{}^0$ n. Br. und $2^1/_2{}^0$ ö. L. gelotet von Kapt. v. Otter auf dem schwedischen Schiff „Sofia“ 1868. Neuere Lotungen in dieser Gegend ergaben die wesentlich kleinere Tiefe von 2687 *m*.

und Ostgrönland gegen die Nordmeermulde abgeschlossen und reicht vielleicht über den Pol hinüber bis auf die amerikanische Seite des Eismeers, denn im Sommer 1850 fand Kapt. Collinson einen tief und steil (von 120 auf mehr als 250 *m*) abfallenden Meeresboden unweit von Kap Barrow.

Die Tiefenbecken der offenen Ozeane wollen wir hier, um nicht durch trockene Zahlenreihen zu ermüden, nur kurz in ihren großen Grundzügen zu beschreiben versuchen; ihre Gliederung und Anordnung ist auch zumeist sehr einfach (Fig. 10, S. 34).

Schon im Atlantischen Ozean, dessen nördlichen Teil wir am besten kennen, tritt uns ein auch bei den andern beiden Ozeanen wiederkehrender Charakterzug entgegen: die größten Tiefen über 5000 *m* liegen nicht in der Mitte, sondern näher den Rändern, während in der Mitte wie in den polaren Teilen der Ozeane geringere Tiefen, die 4000 *m* nicht überschreiten, auftreten.

So trennt im Nordatlantischen Ozean eine von Island her kommende über das Kabelplateau und die Azoren in Sförmiger Krümmung bis an den Wendekreis als „atlantisches Plateau“ und „Delphinrücken“ sich erstreckende Bodenschwelle von meist weniger als 3000 *m* Tiefe die beiden randständigen langen Tiefenmulden, die „östliche“ und die „westliche Azorenrinne“, wie sie Neumayer genannt hat. Die größten Tiefen der östlichen Rinne erreichen nur an einer Stelle, etwa 800 Sm. oder 1500 *km* westlich von der Insel Ferro nach einer Lotung des V. St. Dampfers Dolphin im September 1889 die große Tiefe von 6300 *m*, während auf größeren Flächen nur 5000 *m* überschritten werden: so kommen noch im Biskayagolf 5060 *m* vor. Die westliche Rinne hat mehrfach Tiefen von mehr als 6000 *m*, so südlich von der Neufundlandbank, östlich und westlich von den Bermudas; sie vertieft sich aber als sog. „Virginentiefe“ in der Nähe der Antillen bis zu 8340 *m*: und zwar liegt diese tiefste Stelle des Atlantischen Ozeans (19° 36′ n. Br., 66° 26′ w. Lg.) nur 100 Sm. oder 180 *km* nördlich von Puertorico, wo Kapt. Brownson vom V. S. D. Blake sie am 27. Januar 1883 auffand,

nachdem schon fast zehn Jahre vorher die Challenger-Expedition unweit dieser Stelle 7100 *m* gelotet hatte.

Wie es scheint, setzt die Delphinschwelle als ein flachgewölbtes Rückgrat sich auch durch den tropischen und südhemisphärischen Teil des Atlantischen Ozeans südwärts fort. Neumayer nimmt nach Wyville Thomsons Vorgange einen solchen Zusammenhang des „äquatorialen Rückens" über die St. Paulsklippe mit dem Delphinrücken nach Norden und dem langen südatlantischen Rücken nach Süden hin an. Der letztere selbst ist durch die Inseln Ascension und Tristan da Cunha gekennzeichnet und liegt durchweg weniger als 4000 *m*, vielfach noch nicht 3000 *m* tief.

Im Westen dieses Rückens zeigen die Karten in der Nähe des Äquators (0° 11' s. Br., 18° 15' w. Lg.) die größte südatlantische Tiefe mit 7370 *m* nach einer Lotung des französischen Kriegschiffs Romanche aus dem October 1883; dagegen findet sich um die Trinidadinsel die geräumigste Depression, das sog. Brasilianische Becken: die Trinidadtiefe selbst ist von Kapt. Schley, V. S. S. Essex (1878) zu 6010 *m* bestimmt worden. Große, über 5000 *m* gehende Tiefen reichen noch weiter südwärts über die Breite der Laplatamündung hinaus. Zwischen St. Helena und Westafrika finden wir dann im Benguelabecken 5600 *m* (V. S. S. Essex), und auch sonst Tiefen von mehr als 5000 *m*, wie schon die „Gazelle" erwies.

Wichtig für die Wärmeverhältnisse der ganzen ostatlantischen Tiefsee ist es nun, daß diese Benguelatiefe durch eine zwischen 3000 und 3500 *m* tiefe Bodenschwelle, die von Tristan da Cunha her nach der Walfischbai hin verläuft und deshalb von Supan als „Walfischrücken" bezeichnet wird, nach Süden hin abgesperrt ist.

Der Indische Ozean ist in seinen Tiefenverhältnissen erst in den letzten Jahren besser bekannt geworden; hier ist nach der Gazelle auch die deutsche Tiefsee-Expedition 1899 mit besonderm Erfolg thätig gewesen. Glaubte man früher, dass südlich von 35° s. Br. Tiefen von mehr als 4000 *m* fehlten, so ist gerade durch diese letzte deutsche Expedition nachgewiesen

worden, daß südlich von 50° s. Br. sogar vielfach Tiefen von über 5000 *m* vorkommen, mit einer tiefsten Stelle von 5567 *m* in 60° s. Br. und 50° ö. Lg. Tiefen von ähnlichem Betrage sind im ganzen nordwestlichen Gebiete zwischen Madagaskar und Ceylon nur hier und da in verhältnismäßig kleiner Ausdehnung, sonst nur im Süden von Australien und namentlich in der Nähe des Sunda-Archipels zu finden. Nachdem hier schon Freiherr v. Schleinitz mit der Gazelle zwischen Java und Australien, aber näher dem letzteren, 5525 *m* gelotet, ist erst 1889 durch den Kabeldampfer Recorder südlich von Lombok (in 11° 22' s. Br., 116° 50' ö. Lg.) mit 6205 *m* die größte bisher bekannte Tiefe des Indischen Ozeans aufgefunden worden.

Im Pazifischen Ozean können wir den Tiefen nach zwei Teile unterscheiden, die an Areal sehr ungleich sind: einen echt ozeanischen, mit der sowohl an Fläche wie an Tiefe gewaltigsten Depression der ganzen Erdrinde, und einen kleineren südwestlichen, der sich an das australische Festlandgebiet anschließt, von den Philippinen über die Karolinen bis zu den Marschallinseln reicht und von da her seine Grenze in einer Linie über die Samoagruppe nach Neuseeland hin findet. Dieser südwestliche Teil ist reich gegliedert in mäßig tiefe Mulden und flache Rücken, die stellenweise Inselgruppen tragen; die größten Tiefen liegen ganz nahe der ostaustralischen Küste, wo man in 31° s. Br. in nur 85 *km* Abstand vom Lande noch 5066 *m* gelotet hat. Soweit man weiß, ist der Boden des eigentlichen pazifischen Beckens einfacher gestaltet: ein wichtiges Merkmal kehrt aber auch hier wieder, nämlich die Anordnung der größten Tiefen von 6000 *m* und mehr ganz nahe am Land oder an den Rändern des eben erwähnten australischen Insel- und Rückengebiets. Schon entlang der Inselguirlande der Aleuten erstreckt sich ein schmaler Graben, der südlich von den Schumagininseln 6700, von Unalaschka 6985, von den Andrejanow-Inseln 7317 und nur 140 *km* südwestlich von Attu 7383 *m* mißt, während weiter nach Süden, also zum offenen Ozean hin, die Tiefen wieder auf 4500 *m* abnehmen.

An diesen Aleutengraben schließt sich der japanische an, worin sechs Lotungen von mehr als 7000, zwei über 8000 *m* bekannt sind, darunter die riesige Tuscarora-Tiefe von 8513 *m* im Abstande von nur 200 *km* von der Kurileninsel Urup; sie galt lange Zeit (1875 bis 1895) als die größte ozeanische Tiefe überhaupt. Ein dritter noch viel tieferer Graben aber zieht sich am Nordrande der Karolinenschwelle nach Nordosten um die Mariannen hinauf, und hier hat im November 1899 an Bord des amerikanischen Kriegsdampfers Nero der Lieutenant M. M. Hodges nicht nur die größte Tiefe des nördlichen Stillen, sondern des ganzen Weltmeeres überhaupt gefunden, ostsüdöstlich von der Insel Guam in 12^0 40′ n. Br., 145^0 40′ ö. L. **9636** *m*. Kurz zuvor hatte Kapitän Charles Belknap mit demselben Schiffe, das mit der Auslotung einer Kabellinie zwischen den Hawaiischen Inseln und Guam beauftragt war, etwas weiter im Nordosten 8935 *m* gelotet, ohne Grund zu finden, und spätere Sondierungen zeigten, daß dieser Graben mit mehr als 7000 *m* Tiefe im gleichen Abstande von der Vulkanreihe der Mariannen bis $15^1/_2{}^0$ n. Br. hinaufreicht. Nach Süden und Westen kennt man seine Fortsetzung bereits durch die tiefste Lotung, die der Challenger-Expedition gelang, 8366 *m* (in 11^0 24′ n. Br., 143^0 16′ ö. L., südwestlich von Guam) und eine Lotung des V. S. Dampfers Albatros mit 8802 *m* in nur 180 *km* Abstand von Guam. Auch hier werden die Tiefen nach Osten hin wieder geringer, östlich von 148^0 ö. L. erreichen sie nicht 5500 *m*.

Schließt sich diese gewaltigste Tiefe des ganzen Ozeans deutlich an eine von Vulkanen begleitete Bruchspalte der Erdkruste an, so fand man auch im Südpazifischen Gebiet die größten Tiefen an den Seitenrändern, nicht in der Mitte. Entlang der peruanisch-chilenischen Küste liegt wieder eine solche schmale Depression, der Atakama-Graben, worin Austiefungen von mehr als 7000 *m* bekannt geworden sind, die beträchtlichsten mit 7635 und 7461 *m* in 26^0 s. Br., die letzte nur 80 *km* von der Küste bei Chañaral entfernt. Ungleich größer sind die Absenkungen am Ostrande

der Neuseeland-Tongaschwelle. Hier hatte schon im Mai 1889 der englische Vermessungsdampfer Egeria zwischen den Samoa- und Tonga-Inseln 8285 *m* gelotet; seit dem Herbst 1895 war aber alles bis dahin von Meerestiefen Bekannte durch Messungen in den Schatten gestellt worden, die zumeist dem englischen Vermessungsdampfer Penguin zu verdanken sind. Hier kennt man jetzt auf einer Strecke von zwanzig Breitengraden vier lange, schmale Mulden von mehr als 7000 *m* Tiefe; neun Lotungen überschreiten 8000 *m*, drei 9000 *m*, die beiden tiefsten Stellen liegen östlich von den Kermadec-Inseln in 28° 44′ s. Br., 176° 4′ ö. L. mit 9413 *m* und in 30° 28′ s. Br., 176° 39′ ö. L. mit 9427 *m*. Erst durch die oben erwähnten Lotungen des Nero sind diese gewaltigen Tiefen noch um 200 *m* geschlagen worden. Ostwärts von diesem Tonga- und Kermadec-Graben nehmen die Tiefen wieder ab bis 5500 *m*, ja in dem Gebiete zwischen dem Inselschwarm der Paumotu und dem oben erwähnten Atakamagraben kennt man verschiedentlich Lotungen von weniger als 3500 *m*, ebenso auch in den höheren südlichen Breiten, dagegen liegt im ganzen Pazifischen Ozean ein Areal von rund 45 Mill. *qkm*, gleich der Fläche Asiens, in mehr als 5000 *m* Tiefe.

Vergleichen wir diese Tiefenzahlen mit den Höhenwerten der größten Gebirgserhebungen der Erde, so sehen wir die höchste Spitze des Himalaya, den Everestberg von 8840 *m* durch die eben erwähnte größte Meerestiefe um fast 800 *m* übertroffen. Denken wir uns einmal alles Meer verdunstet, so sehen wir als größten Spielraum der Unebenheiten der Erdkruste, soweit wir sie heute (1900) kennen, $8840 + 9636 = 18476$ *m* vor uns. Die größten relativen Höhenunterschiede zwischen nahe bei einander liegenden Landgipfeln und Meerestiefen bringen allerdings weder die Mariannen, noch die Tongarinne. Die nördlichsten der Mariannen sind kaum 800 *m*, die Kermadec-Inseln höchstens 525 *m* hoch; das ergiebt bis zu den größten östlich davon liegenden Austiefungen nur 10 bis 11 *km* Höhenunterschied, was sich auch anderwärts noch mehrfach findet. Die größten

bekannten Abstände dieser Art sind vielleicht an der Ostküste Japans mit mindestens 12 *km* Höhendifferenz (Fudjinoyama 3780, unvollendete Lotung der Tuscarora 8490 *m*) oder an der Westküste von Chile vorhanden: Hier finden wir neben der oben erwähnten Tiefe von 7635 *m* den Gipfel des Llullaillaco mit 6600 *m* angegeben, also 14235 *m* Höhenunterschied; weiter nördlich in 18° s. Br. ähnlich 13·3 *km*. Solche Maße sollen uns nicht nur, wie einer der bedeutendsten Geographen, Oskar Peschel, einmal gesagt hat, „durch das Anstaunen des Großen einen gewissen Genuß" gewähren; sondern wir vermögen uns danach einen gewissen Maßstab zu bilden für die Leistungsfähigkeit der in der Erdkruste thätigen dislocierenden Kräfte in ihrem Kampfe mit den entgegenwirkenden der Abtragung.

Zwischen den Austiefungen des Ozeanbodens und den Erhebungen des festen Landes ist jedoch noch ein ganz erheblicher Unterschied vorhanden. Unzweifelhaft sinken unvergleichlich viel größere Flächenanteile des Weltmeeres unter ein Niveau von 3000 *m* herab, als sich Festlandteile über 3000 *m* erheben, und letztere Höhen sind Kämme oder Spitzen, vielleicht mehr oder weniger durchfurchte Plateaus, während jene Meerestiefen in Mulden von vielen Millionen Quadratkilometer Fläche mit nahezu ebenem Boden aufgefunden werden. Freilich nehmen auch die größten Tiefen, die über 6000 und 7000 *m* hinabreichen, nur ein ganz kleines Areal des gesammten irdischen Meeresbodens ein: immerhin sind auch sie flächenhaft entwickelt.

Wichtig aber für die Gesammtauffassung der Morphologie der Erdoberfläche ist noch folgendes: Die oben erwähnte Maximaltiefe des Weltmeeres hat 9636 *m*, die höchste Kulmination des Himalaya 8840 *m*, also diese Extreme sind beide noch von derselben Größenordnung. Von den mittleren Höhen der Festlande und der mittleren Tiefe des Weltmeeres aber gilt das ganz und gar nicht.

Ein Versuch, die mittlere Tiefe der großen Ozeane zu berechnen, setzt, wie aus der oben gegebenen Beschreibung ihrer durchaus sanft geformten, fast ebenen

Bodengestalt hervorgeht, keine so große Anzahl von Tieflotungen voraus, wie sie zur Berechnung der mittleren Höhe eines Kontinentes an Höhenmessungen erforderlich ist. Dennoch können solche Berechnungen nur angenäherte Werte liefern, da noch erhebliche Teile des Weltmeeres nicht mit dem Lot durchforscht sind. Unter diesem (eigentlich selbstverständlichen) Vorbehalt ergiebt sich nach den neuen Berechnungen von Karl Karstens (1894) die mittlere Tiefe des Atlantischen Ozeans zu 3760 *m*, des Indischen zu 3650, des Pazifischen zu 4080 *m*, und als Mittel der offenen Ozeane überhaupt eine Tiefe von 3900 *m*.

Hierbei sind die Nebenmeere nicht mitgerechnet: diese werden, weil sie die innigeren Durchdringungen von Land und Meer vorstellen, auch eine geringere mittlere Tiefe ergeben. So berechnen wir für das Romanische Mittelmeer 1435 *m*, das Amerikanische 2090 *m* und das Australasiatische 975 *m*. Das Arktische ist nur etwa zu drei Viertel seines Raumes erforscht und ergiebt im Ganzen als mittlere Tiefe etwa 1000 *m*. So haben wir als mittlere Tiefe der vier interkontinentalen Mittelmeere 1200 *m*, also nur ein Drittel der mittleren Tiefe der offenen Ozeane.

Noch geringere Werte finden wir bei den kleineren (intrakontinentalen) Mittelmeeren; nämlich für das

Baltische	67	*m*
Rote	461	„
Persische	35	„
Hudsonsche	128	„

und als Durchschnitt aller dieser 175 *m*. Es fällt bei dieser Zahl das große Areal der Hudsonsbai ausschlaggebend ins Gewicht, denn diese besitzt allein eine Fläche, welche die der anderen drei kleinen Mittelmeere zusammengenommen übertrifft. Die Tiefe der Hudsonsbai wird durch die der Fjordstraßen zwischen den arktischen Inseln erhöht, während das Rote Meer an sich eine verhältnismäßig tiefe Mulde zwischen Nubien und Arabien bildet: die größte Depression dieses echten Grabens beträgt sogar 2190 *m* (in 22° 7′ n. Br.)

Alle acht Mittelmeere zusammengenommen haben eine Durchschnittstiefe von 1059 *m*, während wir als Mitteltiefe aller Randmeere nur 829 *m* erhalten. Es giebt sehr flache Randmeere, wie die folgenden:

Nordsee	89 *m*
Britisches Rdm.	62 „
Ostchinesisches	136 „
Laurentisches	128 „

Mäßig tief ist das Andamanische mit 794 *m*, dagegen sind erheblich tiefer die großen Pazifischen Nebenmeere:

das Kalifornische Randmeer	987 *m*
„ Beringsche	1110 „
„ Ochotskische	1271 „
„ Japanische	1100 „

Wir haben also nunmehr, vom antarktischen Gebiet abgesehen, folgende Hauptteile des Weltmeeres:

	Areal: *qkm*	Volum: Kubik-Kilom.	Mittl. Tiefe
Die drei großen Ozeane	313·48 Mill.	1223·27 Mill.	3900 *m*.
Die Mittelmeere	30·76 „	32·59 „	1059 „
Die Randmeere	8·00 „	6·63 „	829 „
Zusammen	352·24 „	1262·49 „	3586 „

Während das Areal der Nebenmeere sich zu dem der Ozeane verhält wie 1 zu 8, verhalten sich die Volumina wie 1 zu 31. In der Summe ist aber noch nicht die ganze irdische Wasserdecke enthalten, da das Antarktische Meer noch fehlt. Wir geben ihm nach den bei einer früheren Gelegenheit (S 2) auseinandergesetzten Prinzipien ein hypothetisches Areal von 13·4 Mill. *qkm* und dürfen seine mittlere Tiefe nicht wohl nach dem Maßstabe der offenen Ozeane abschätzen. Nach den neuesten Lotungen der deutschen Tiefsee-Expedition südlich von 50° s. Br. einerseits und den Anzeichen für Festland- und Inselflächen andrerseits zu schließen, dürfen wir wohl nichts Wesentliches an der von Karl Karstens angesetzten Mitteltiefe von 1500 *m* ändern, und erhalten alsdann folgende angenäherte Werte für das ganze Weltmeer:

die mittlere Tiefe = 3500 *m*
das Areal = 365 Mill. *qkm*
das Volumen = 1286 Mill. *cbkm*.

Durch den Effekt der flacheren Nebenmeere wird, wie man sieht, die für den offenen Ozean geltende Tiefe von 3900 *m* um 400 *m* verkürzt.

Diese Ziffern sind in ihrer ganzen Tragweite erst dann zu verstehen, wenn wir die entsprechenden Werte für die Kontinente daneben halten. Die mittleren Höhen der einzelnen Erdteile sind allerdings noch nicht mit erwünschter Genauigkeit bekannt, namentlich die Werte für Asien und Australien nicht. Schließen wir uns auch hier den kritischen Ermittelungen Hermann Wagners an, so dürfen wir als die mittlere Höhe allen Landes 700 *m* ansetzen, wobei Europa und Australien mit je 300, Afrika mit 650 *m* und Amerika mit 680 *m* unter diesem Mittel bleiben, Asien dagegen mit 950 *m* darüber hinausgeht. Bei einem Areal der Festländer von 144·5 Millionen *qkm* haben wir also ein Volumen von rund 100 Mill. *kbkm*; das ist nur ein Zwölftel des Inhalts aller Meeresbecken. Man hat also in den letzteren 12 mal Raum genug, um alle Kontinente, soweit sie über den Meeresspiegel emporragen, hineinzuschütten. Das ist eben die Wirkung davon, daß das Weltmeer an Areal nicht nur $2^1/_2$ mal größer ist als die Landfläche, sondern im Mittel auch noch 5 mal tiefer, als jene hoch ist.

Wir sehen also, daß weder die mittleren Höhen der Kontinente mit den mittleren Tiefen der Meere, noch die Volumina derselben von der gleichen Größenordnung sind. Das Meer beherrscht mit seiner Raumausdehnung durchaus die Oberfläche unseres Planeten.

Allein das, was wir Kontinent heißen, ist ja nur der oberste Teil der gesamten „Erdfesten", soweit sie in die Luft hinausragen. Denken wir uns das Meer trocken gelegt, so würden die Erdfesten nach Humboldts Ausdruck wie gewaltige Plateaus vom Meeresboden aufsteigen. Die uns sichtbaren Festländer ruhen also auf mächtigen Sockeln, deren Höhe gleich ist der Mitteltiefe der Ozeane. Die Gesamterhebung dieser Festlandmassive oder des „Landblocks" beträgt so (im Mittel)

$3500 + 700 = 4200$ *m*, und sein Volumen vom ideellen Niveau des Meeresbodens ab gerechnet 607 Mill. *kbkm*. Es könnte also dieser Landblock nur noch zweimal in den Meeresbecken untergebracht werden. Wäre der Fall möglich, daß das Meer alles Land einschließlich der erwähnten Sockel verschlänge, und könnte man diese ganze feste Masse gleichmäßig am Boden ausbreiten, so wäre alsdann die ganze Erdoberfläche von Meer überdeckt, und zwar würde dieses noch die erhebliche Tiefe von 2300 *m* besitzen, demnach so tief sein, wie die norwegischen Fjeldspitzen oder das Plateau von Quito hoch ist.

Aber was sind diese Raumgrößen gegen die kolossale Masse des ganzen Erdkörpers! Diesem wird nach Bessel und Wagner ein Volumen von etwas über 1 Billion *kbkm**) zuerteilt, und davon macht der Inhalt aller Ozeane nur $^1/_{800}$ aus; und rechnen wir das Gewicht der ganzen Erde zu rund 6000 Trillionen metr. Tonnen, so kommt auf die ganze Wasserdecke der Erde nur $1\,^1/_3$ Trillionen Tonnen an Gewicht, also $^1/_{4500}$ des Erdgewichts — eine wahrhaft verschwindende Größe!

Aus dem Gesagten geht hervor, daß das Meer nur als eine spärlich dünne oder flache Decke den Planeten überzieht. Beträgt der Abstand vom britischen Kanal nach New-York 5500 *km*, so ist dagegen gehalten die mittlere Tiefe des Atlantischen Ozeans doch nur 3·7 *km* oder $^1/_{1500}$ dieser Länge: ein Wasserbecken von $1\,^1/_2$ *m* Breite müßte, wenn das gleiche Verhältnis gewahrt bleiben soll, nur gerade 1 *mm* Tiefe erhalten (vgl. Fig. 12). Und vergleichen wir die Tiefen resp. die Höhen der Meere und Länder mit der Länge der Rotationsachse der Erde von Pol zu Pol, so ist diese 18000 mal größer als die mittlere Höhe der Kontinente über dem Meer, 3600 mal größer als die mittlere Tiefe der Meere und 3000 mal größer als die mittlere Erhebung der Erdfesten über den Meeresboden: so winzig sind in Wahrheit die für menschliche Begriffe so enorm erscheinenden Unebenheiten der Erdrinde!

---

*) Das größte irdische Bauwerk ist bekanntlich die Cheops-Pyramide. Auf ein *kbkm* aber kommen 340 Cheops-Pyramiden!

4. Die Bodensedimente.

Schon die Alten bedienten sich bei ihrer Küstenschiffahrt des Lotes, nicht bloß, um die Tiefen zu bestimmen und sich dadurch vor Gefahren zu sichern, sondern auch um über die Beschaffenheit des Grundes und damit über den Schiffsort sich zu orientieren. In dieser Beziehung ist eine bei Herodot erhaltene Notiz, auf die wir bereits oben einmal angespielt haben, von höchstem Interesse. Nämlich sich mit der Frage nach der Entstehung des Nildeltas beschäftigend, sagt er: „Wenn man das Land ansegelt und noch eine Tagereise davon entfernt ist, so wird man beim Loten Schlick heraufholen und 11 Faden Tiefe finden; so weit hinaus also reichen anscheinend die Anschwemmungen des Landes.“ Der griechische Seefahrer wußte also, sobald er beim Loten, nördlich vom Nildelta, auf 11 Faden Wasser Schlickgrund fand, daß er noch eine Tagereise vor sich hatte; denn auf diesem praktisch-nautischen Wege ist jene von Herodot gemeldete Thatsache gewonnen worden, nicht etwa aus wissenschaftlichem Interesse an der Entstehung des Deltas; hierfür hat erst Herodot sie verwertet.

Dieses Hilfsmittel der Küstenschiffahrt ist seitdem bis auf den heutigen Tag sehr beliebt geblieben; und wenn unsere Finkenwerder oder Bremerhavener Fischer in die Nordsee hinausgehen weit außer Sicht des Landes bis auf die Doggerbank, so wissen sie auch ohne astronomische Beobachtungen ihren Schiffsort genau genug zu bestimmen, indem ihnen ihr mit Talg bestrichenes Bleilot eine Bodenprobe heraufbringt und sie über die Wassertiefe belehrt.

Auch das, ebenfalls schon früher erwähnte, von Koopmann und Breusing herausgegebene hanseatische Seebuch aus dem fünfzehnten Jahrhundert enthält eine Menge solcher Fingerzeige. Da ist genaueste Auskunft gegeben, ob der Grund aus Schlamm oder Schlick oder Sand besteht, ob dieser großkörnig, grobkörnig oder kleinkörnig, ob er weiß, greis, grau, schwarz oder rot ist, ob Steine darunter gemengt sind und welche Farbe diese haben, ob sie klein „wie Wicken“ oder so groß

„wie Bohnen“ sind, ob Sandkörner und Steine scharfkantig sind oder abgerundet, so daß sie „sich milde anfühlen“, ob sich zwischen dem Sande und den Steinen Muschelschalen finden und welcher Art diese sind, oder ob der Sand mit fettiger Erde, mit „Mergelbrei“ gemengt ist. Wo eigentümliche, nicht zu verwechselnde Kennzeichen auftreten, wird nicht versäumt, darauf aufmerksam zu machen, so z. B. weiß das Seebuch schon ebenso bestimmt wie das neueste englische Segelhandbuch, daß man die Insel Ouessant*) recht Ost von sich hat, wenn der Grund aus lauter kleinen, länglichen Nadeln besteht, die dem Kaff oder den Grannen der Kornähren gleichen. — Genau so ins Einzelne gehende Unterscheidungen der Bodenproben werden auch in den modernen Segelhandbüchern gebracht und auf den Seekarten selbst durch geeignete Abkürzungen verzeichnet.

In den flacheren Meeren herrscht der Sand vor; so in der östlichen Ostsee, und zwar hier vielfach mit Steinen der verschiedensten Größe vermengt, wobei im Bottnischen oder Finnischen Golf solche von mehreren Kubikmetern Größe nicht selten vorkommen. Diese mögen zum Teil aus der Eiszeit her sich erhalten haben, wie sie auch in Norddeutschland in lang gezogenen Steinwällen noch anzutreffen sind; zum größeren Teil aber werden sie in jedem Frühjahr von den Küsten her mit dem Eise, an welchem oder unter welchem sie eingefroren sind, weit hinaus verfrachtet, und zwar um so weiter, je kleiner sie sind. Diesen Ursprung haben auch die im Sunde bei Kopenhagen so häufigen Steine. Der Geologe Forchhammer hat berichtet, und es ist ihm vielfach nacherzählt worden, daß 37 Jahre, nachdem ein englisches Kriegsschiff 1807 bei Kopenhagen in die Luft geflogen war, auf dessen Wrack zwischen den beiden Decks ein dichtes Lager von großen Blöcken, stellenweise sogar übereinandergetürmt, sich vorfand. Der Taucher äußerte damals, daß er noch in allen im

*) Diese Insel liegt südlich vom Eingange in den britischen Kanal und ist darum ein wichtiger Ansegelungspunkt.

Sunde gesunkenen Schiffen solche Steine gefunden habe. Es ist gar keine Frage, daß diese durch das Treibeis vielleicht recht weit her aus der nördlichen Ostsee dahin getragen worden sind.

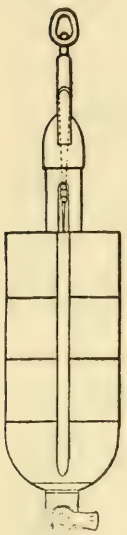
Viele Steingründe in der Ostsee haben indes einen andern Ursprung: sie sind die Überreste im Meer versunkener Inseln und finden sich zahlreich entlang der südlichen Ostseeküste. Die größten sind der Adlergrund zwischen Rügen und Bornholm, die Oderbank nördlich von Swinemünde, der Stollergrund vor der Kieler Föhrde, Steenröen im Alsenbelt; sie machen in allen Fällen die Schiffahrt für tiefgehende Fahrzeuge gefährlich.

In der Nordsee fehlen solche lose liegenden größeren Steine ganz; sie kommen nur in Gestalt von sehr grobem Kies vor. Außerdem aber sind in der Nordsee auch Stellen vorhanden, die einen harten thonigen Boden unbedeckt von weichem Sediment zeigen, so z. B. Borkum Riffgrund, der sich über 70 *km* weit in Nordwestrichtung von den Emsmündungen hinaus erstreckt.

Grundproben aus großen Meerestiefen konnten erst dann erhalten werden, nachdem die Technik der Tiefseelotungen einigermaßen entwickelt war. Der erste gelungene Versuch rührt von Ross her (s. S. 38), welcher aus 1970 *m* Tiefe in der Baffinsbai eine Menge feinen grünlichen Grundschlamm heraufholte (1818). Aber diese Leistung blieb ganz vereinzelt, bis die Einführung von Brookes Lot es ermöglichte, auf bequeme Weise Grundproben heraufzuziehen, indem man den das Kugelgewicht durchbohrenden Stab an seinem unteren Ende hohl machte. Das Hydralot verschließt diese Öffnung mit einem sog. Schmetterlingsventil. Das von dem Fürsten von Monaco erfundene Lot hat an der unteren Oeffnung der hohlen Spindel einen Hahn, der von dem abgleitenden Abfallgewicht mit einer kurzen Klinke verschlossen wird: es eignet sich darum besonders zum Aufholen von lockeren, sandigen oder kiesigen Böden (s. Fig. 28, auch 18). Sehr sicher wirkt auch Thoulets Lot (Fig. 29), indem es losen Schlamm mit einer vom

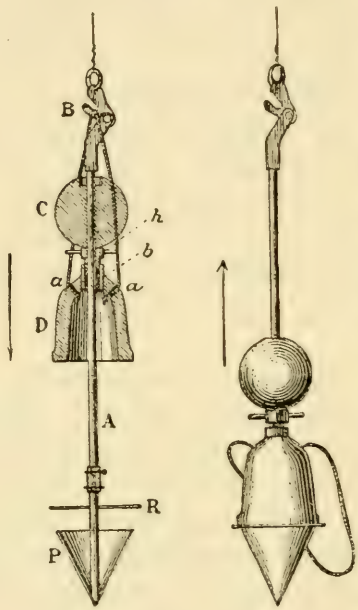
Lotgewicht fest angedrückten, übergestülpten Glocke einfängt. Zähere Böden werden von Sigsbees Lot (s. o. Fig. 20) zuverlässig eingeschlossen, doch ist es schwierig, sie aus der Röhre herauszunehmen. Besonders empfehlenswert und doch einfach sind die von Dr. M. Bachmann, dem in Indischen Ozean verstorbenen Arzt der Deutschen Tiefsee-Expedition, angegebenen Schlammröhren, die, unten ganz offen, an ihrem oberen Ende mit einem sog. Kugelventil verschlossen sind; hierdurch wird beim Aufholen des Lotes ein Wegspülen der Bodenprobe verhindert. Schraubt man das Kugelventil ab, so kann man den Inhalt der Röhre in der richtigen Schichtung mit einem Stabe von passender Dicke vollkommen nach unten herausdrücken. — So sind denn auf diesem Wege eine Menge von Grundproben aus der eigentlichen Tiefsee bekannt geworden.

Fig. 28.



Monacos Lot.

Fig. 29.



Thoulets Lot.

Der Geologe der Challenger-Expedition, Sir John Murray, unterscheidet nach seinen Beobachtungen zweierlei Hauptgruppen von Bodensedimenten: solche, die eine Einwirkung der nahen Festland- oder Inselküste zeigen, und solche, die eigentliche Tiefseebildungen vorstellen: also litorale oder pelagische Sedimente.

Die litoralen Sedimente treten zumeist als weiche Schlickbildungen auf, die nur örtlich und selten in etwas steiferen Thon übergehen. Die Farbe wechselt von blau, grün bis rot. Wo alte krystallinische Gesteine auf dem nahen Lande vorkommen, zeigen die Küsten-

ablagerungen mehr blaue und grüne Farben, und zwar je tiefer, desto blauer erscheinen sie, zuletzt fast in dunkler Schieferfarbe; ihre untere Grenze liegt bei 1200 bis 1300 *m*, und ihr Abstand von der Küste kann 200 bis 300 *km* betragen. Eingebettet in dem Schlick, zeigen sich als die Hauptkennzeichen dieser Art Ablagerungen häufig Stücke von Holz, Früchte und Teile von solchen, sowie Blätter von Bäumen, die mit dem Flußwasser eingeschwemmt sind. Von grünem oder blauem Schlick sind die meisten, vom Challenger berührten ozeanischen Küsten umgeben, ebenso sind die abgeschlossenen Tiefenbecken der Mittelmeere davon erfüllt: hier sind also auch die größten Tiefen bis 6000 *m* hinab durch litorale Sedimente bezeichnet.

Örtliche Abweichungen in der Färbung des Schlicks sind leicht aufzuklären. Im Umkreise vulkanischer Inseln wird der Schlick sandiger, die Farbe mehr grau bis schwarz oder schieferfarben, was den erheblichen Beimengungen von Bimsstein, Aschen und anderen Lavabrocken zuzuschreiben ist. Aus der Zersetzung dieser Stoffe rührt auch der gleichfalls häufige Mangangehalt dieser Sedimente her. — Roter Schlick findet sich an der brasilischen Küste und vor der Kongomündung; er ist jedenfalls aus den Flüssen herzuleiten, die das rote Lateritgestein, welches das Innere des tropischen Landes vorzugsweise überdeckt, erodieren und auswaschen. — Bei den Koralleninseln finden wir natürlich den aus den zerkleinerten und gepulverten Kalkgerüsten der Riffe herrührenden Korallenschlamm: er ist nahe am Strande weiß mit rötlichen Sprenkeln. Um die so steil abfallenden Bermudasinseln herum bedeckt er den Boden noch in 4600 *m* Tiefe. Je tiefer er liegt, desto mehr nimmt er eine rosa Färbung an, wobei der Kalkgehalt ab-, der Thongehalt zunimmt, bis er endlich in den tiefroten Tiefseethon übergeht. Wie weit hinaus solcher Korallenschlamm geführt werden kann, zeigt sein Vorkommen an der tiefsten Stelle des Atlantischen Ozeans, in der Virginentiefe (8340 *m* tief und 180 *km* vom Land entfernt). Natürlich hat er seine Hauptverbreitung im Korallenmeer des Pazifischen Ozeans.

Die eigentlichen Tiefsee-Sedimente können wir erstlich in solche einteilen, die vorherrschend aus den Schalen kleiner Organismen bestehen, und zweitens in die ganz amorphen und zäheren Tiefseethone.

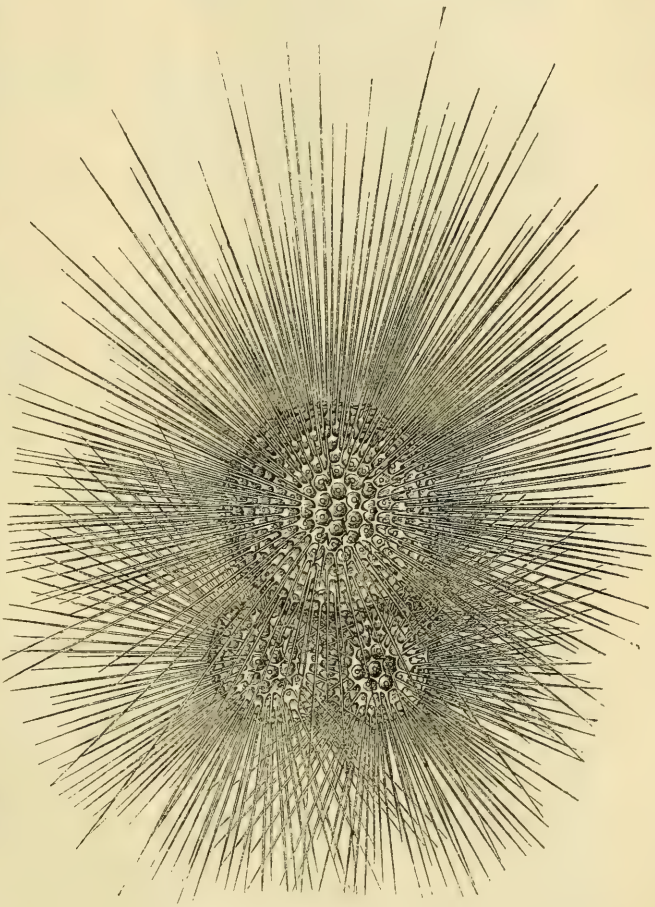
Seit den grundlegenden Arbeiten Victor Hensens ist die volle Bedeutung der in den oberen Schichten der Meere einhertreibenden und von den Strömungen willenlos dahin getragenen, mikroskopisch kleinen Organismen für den großen Haushalt der Natur erst richtig erkannt worden. Unter der griechischen Bezeichnung „Plankton“ *) faßt man diese, aus den niedersten Pflanzenformen, aber auch zahlreichen Thierarten und Larven von solchen bestehenden Organismen zusammen. Diese winzigen Pflänzchen, zu der formenreichen Gruppe der Diatomeen und zu den Algen gehörend, bilden aus der Kohlensäure, dem Stickstoff und anderen dem Wasser beigemengten unorganischen Stoffen unter der Einwirkung des Sonnenlichts organische Substanz; diese letztere dient wieder den thierischen Planktonformen, den Peridineen, Foraminiferen, Radiolarien und einigen höher organisierten Gruppen, worunter eine große Abteilung der Kruster besonders wichtig sind, die der Kopepoden, zur Nahrung. Höhere, fleischfressende Seethiere leben dann wieder von diesem animalischen Plankton. An dieser Stelle interessiert uns das Plankton zunächst nur soweit, als diese kleinen Organismen auch kohlensauren Kalk und Kieselsäure (Glas) aus den Salzen des Seewassers herausholen, um sich Gehäuse oder Skelette daraus zu bauen, die nach dem Ableben ihrer Träger zu Boden sinken, und deren Trümmer sich dort als charakteristischer Grundschlamm aufhäufen. Die am Meeresboden selbst lebenden Vertreter dieser Organismen sind nur sehr spärlich vorhanden und tragen nur etwa 2 Proz. der Ablagerungen bei. Maßgebend sind also die Planktonformen der oberen Wasserschichten; ihre wichtigsten Gruppen sind folgende.

---

*) Πλαγκτόν das Umhergetriebene; vgl. Odysseus, ὃς μάλα πολλὰ πλάγχθη.

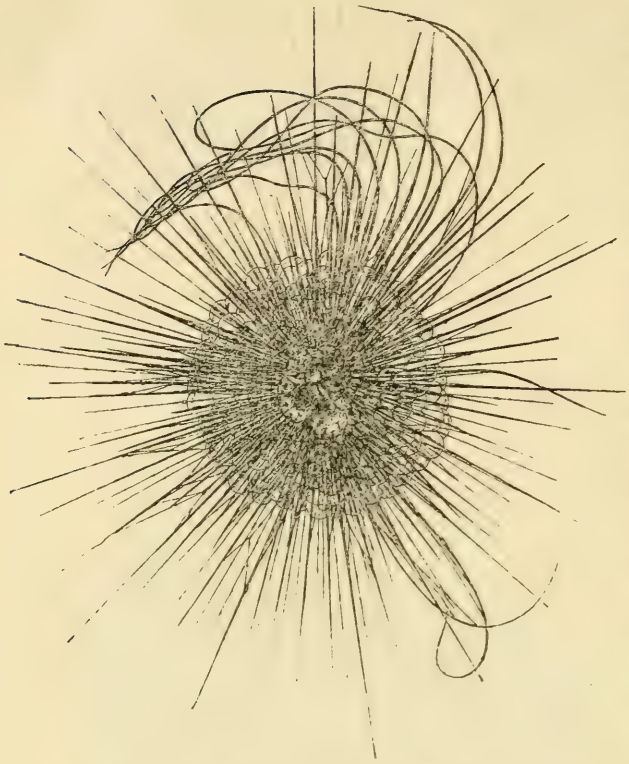
Kalkabscheidungen liefern vor allem die Foraminiferen und von diesen die große Familie der Globigerinen, die ein schneckenartig gekammertes inneres Gehäuse bilden, das bei vielen Gattungen strahlig angeordnete Stacheln trägt (Fig. 30 und 31 zeigen zwei besonders große Formen); aus feinen Löchern der Schalen dringt die schleimige Sarcodemasse hervor und lagert sich in dünnen Fäden um die Stacheln. Wir geben einen Überblick über die häufigsten Formen auf Fig. 32 und ein Bild des Globigerinenschlamms, wie es unter dem Mikroskop erscheint, auf Fig. 33. Die hier dargestellte Probe ist besonders reich an gut erhaltenen Schalen; im Allgemeinen machen diese, nach Messungen Karl Apsteins auf der Deutschen Tiefsee-Expedition, kaum ein Fünftel bis ein Viertel des ganzen Schlammes aus, dessen große Masse aus dem feinsten Staube besteht. Auf die interessanten

Fig. 30.



Globigerina bulloides.

Fig. 31.



Hastigerina Murrayi (in 5 maliger Vergrößerung).

Mineralien, die sich im Bereiche dieser Tiefseeablagerungen neu bilden und in schönen Krystallen vorkommen, soll hier nicht näher eingegangen werden.

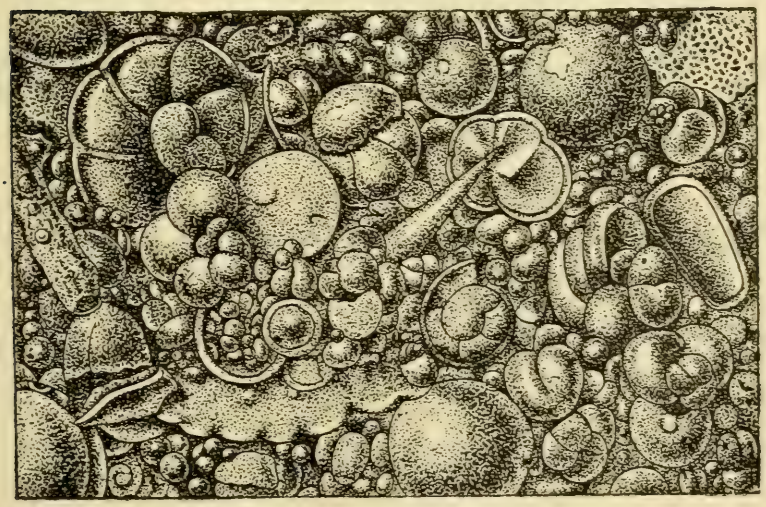
Globigerinenschlamm findet sich nicht in allen Tiefen: er fehlt den Küstenablagerungen, denn diese Tiere gedeihen vorzugsweise auf der landfernen Hochsee, und zwar am besten in den warmen Gebieten des Weltmeers. Wo sie, von den tropischen Meeresströmungen erfaßt, in die Polarräume getragen werden und in Berührung mit kaltem Wasser kommen, sterben sie massenhaft ab. So geschieht das im Nordmeer, an der Neufundlandbank, an der Agulhasbank, und auch bei den Japanischen Inseln, wo sich der warme Kuroschio und der kalte Oyaschio berühren. Die Färbung des Globigerinenschlamms ist weißlich, grau bis grünlich oder gelblich, bisweilen auch mit einem Stich ins Rote oder Braune; er ist überaus beweglich, und die schwächsten Strömungen von nur 3 *mm* Geschwindigkeit in der Sekunde führen ihn fort. Nach den neueren zusammenfassenden Arbeiten Sir John Murrays und A. F. Renards bedeckt Globigerinenschlamm fast ausnahmslos die sanft geformten Rücken in der Mitte der Ozeane mit einer

mittleren Tiefe von 3650 *m*; genau zwei Fünftel des ganzen ozeanischen Meeresbodens besteht daraus. In größeren Tiefen fehlen Globigerinenschalen nicht ganz; sie werden aber um so seltener und schlechter erhalten,

Fig. 32.

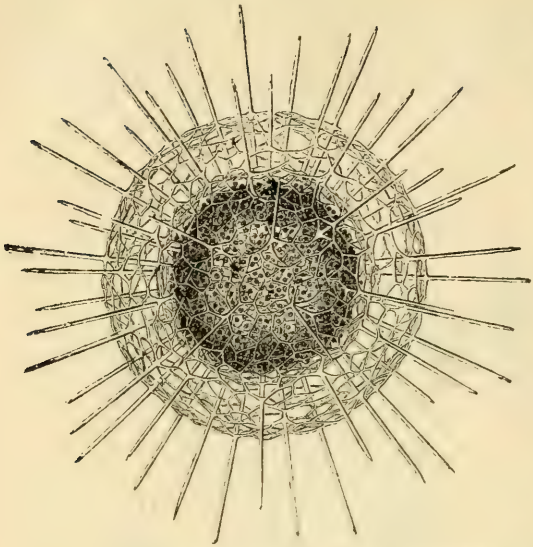
Foraminiferen.
(1. Glandulina. 2. Nodosaira. 3. Textularia. 4. Bigenerina. 5. Uvigerina. 6. Bulimina. 7. Triloculina. 8. Calcarina. 9. Planorbulina. 10. Cristellaria.)

Fig. 33.



Globigerinenschlamm nach Thoulet (stark vergrößert.)

Fig. 34.

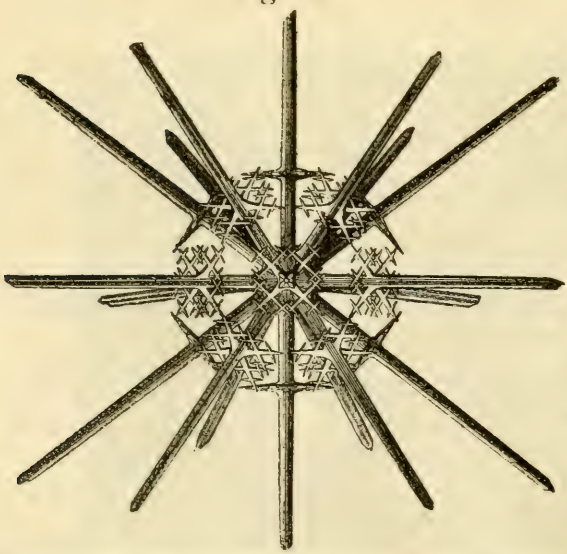


Haliomma (eine Radiolarie, 100mal vergrößert).

je tiefer man kommt, und mehr und mehr verdrängt sie der unorganische Tiefseethon.

Die Radiolarien, auch Gittertiere genannt, haben in ihrem Innern ein kugeliges, gegittertes Kieselgerüst mit rings oder nur stellenweise darum angeordneten Stacheln; Fig. 34 und 35 zeigen zwei symmetrisch gebaute, besonders schöne Formen; das Gerüst der Xiphacanta ist allerdings so zart und leicht zerstörbar, daß es, wie das ihrer Sippe überhaupt, in den Tiefseeablagerungen kaum aufzufinden ist; hier sind hauptsächlich die Gruppen der Nasellarien und Spumellarien vertreten (Fig. 36).

Fig. 35.

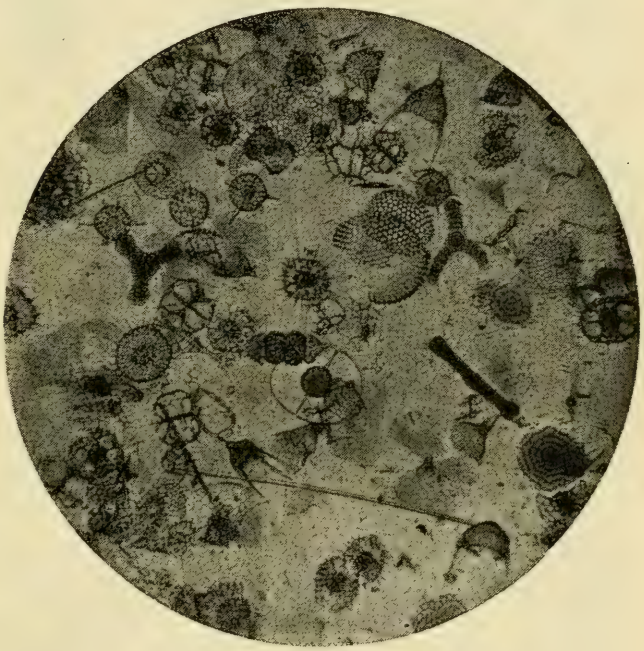


Xiphacantha (Gerüst einer Radiolerie, 60mal vergr.)

Radiolariengerüste kommen in fast allen Ablagerungen des Globigerinenschlamms als nebensächliche Beimengungen vor; aber sie werden auch in den größten Tiefen (vom Challenger noch in 8185 *m*) gefunden. Wie Karl Apstein angiebt, liefern die Radiolarien nur ein Neuntel bis ein Zehntel

der von ihnen gekennzeichneten Ablagerungen; der Rest ist ein ganz feiner, brauner, dem Tiefseethon ähnlicher Schlamm. Nach Murray und Renard beherrscht diese Bodenart über 6 Mill. *qkm* Fläche von meist mehr als 5000 *m* Tiefe; ihr Vorkommen beschränkt sich auf den centralen Teil des Stillen Ozeans und die Umgebung der Kokos- und Weihnachtsinsel im Indischen Ozean, während er im Atlantischen ganz fehlt. Kalk- und Kieselschlamm fehlt im Allgemeinen den abgeschlossenen Tiefenbecken der Mittelmeere; nur im europäischen Nordmeer und im Karibischen Meer kommt reichlich Globigerinenschlamm vor.

Fig. 36.



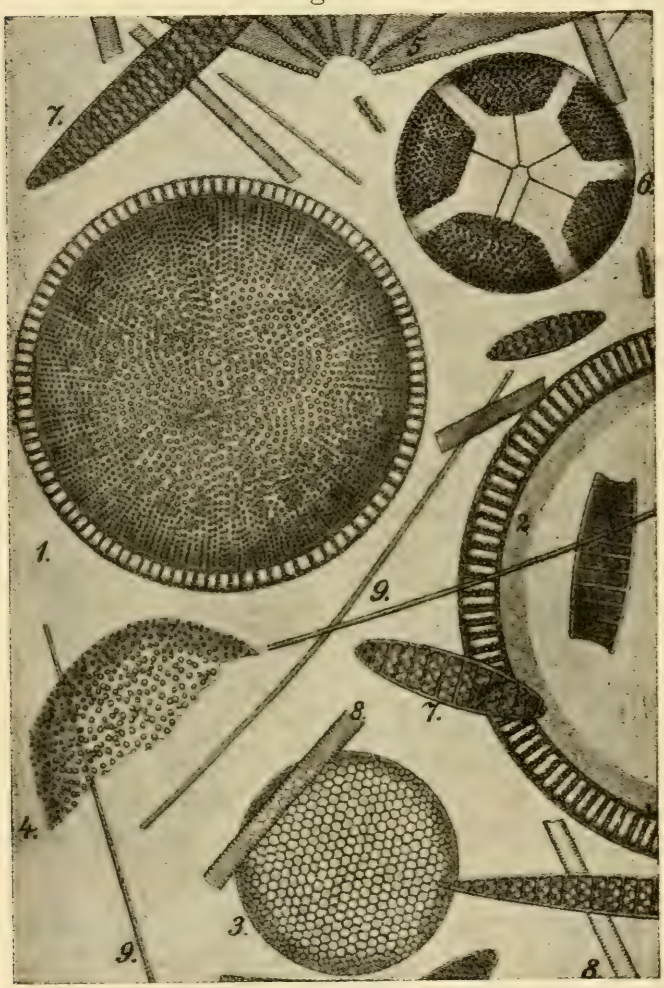
Radiolarienschlamm aus dem tropischen Indischen Ozean nach Apstein (stark vergrößert).

Kieselablagerungen liefern auch die Diatomeen, namentlich in den polaren und weniger salzhaltigen Meeresstrichen beider Hemisphären, in Gestalt eines blaß-strohfarbigen oder bräunlichen Schlamms. Eine Probe aus hohen südlichen Breiten ist in Fig. 37 dargestellt. Nach Murray und Renard ist die mittlere Tiefe ihres Vorkommens nur 2700 *m*, das Areal 28 Mill. *qkm*. Die Diatomeen sind in bestimmten Arten für gewisse Meeresströmungen charakteristisch, wovon später die Rede sein wird.

Die größeren ozeanischen Tiefen von mehr als

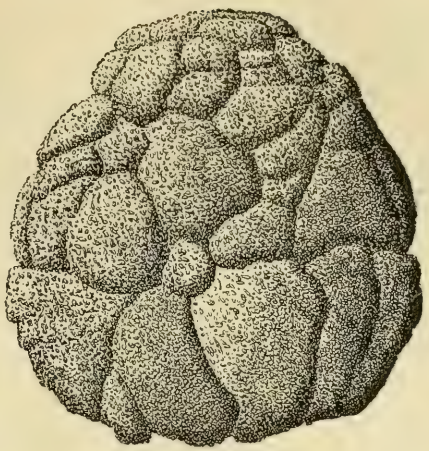
5000 *m* beherrscht mit einem Areal von mindestens 134 Mill. *qkm* oder über zwei Fünftel der offenen Ozeane der rote Tiefseethon. Dieser ist von grauer oder roter bis schokoladebrauner Farbe und läßt zwar häufig so gut wie gar keine Beimengung von kohlensaurem Kalk wahrnehmen, meist aber sind Trümmer von Globigerinenschalen ganz vereinzelt und von Kieselschalen in untergeordneten Mengen darin vorhanden. Murray fand unter dem Mikroskop außer vulkanischen Aschenteilen und Bimsstein, also feldspatreichen, bei ihrer Zersetzung Thon liefernden Stoffen, besonders häufig Magneteisenstein in feinen Splittern, offenbar kosmischen Ursprungs, sodann Braunstein (Mangansuperoxyd), der bei den Lotungen

Fig. 37.



Diatomeenschlamm aus hohen südlichen Breiten, nach Chun. (1—5. *Coscinodiscus*. 6. *Asteromphalus*. 7. *Fragilaria*. 8, 9. *Synedra;* stark vergrößert.)

Fig. 38.



Manganknolle.

bisweilen in hühnereigroßen Knollen heraufgebracht wurde; die letzteren gleichen (s. Fig. 38) ungeheuren Brombeeren. Aber solche vulkanischen Stoffe samt dem Mangan sind in unwesentlichen aber deutlichen Mengen, ebenso wie Quarzkörnchen und Glimmersplitter, überall im Meer verbreitet, sie fehlen weder den litoralen noch den organischen Schlamm- und Schlickbildungen; warum verdrängen sie in den größten Tiefen die Ablagerungen des kohlensauren Kalks?

Die Frage ist noch immer nicht ganz gelöst. Merkwürdig ist zunächst folgender Umstand, dessen Bedeutsamkeit Murray zuerst erkannt hat.

Fernab vom Land liegen im Tiefseethon häufig verstreut die Zähne von Haifischen, Knochen und Knochenteile von Walfischen (namentlich Gehörknöchelchen) und von Schildkröten. Diese, namentlich die Haifischzähne und die Gehörknöchelchen, sind regelmäßig von einer mehr oder weniger dicken Manganschicht überzogen, und zwar fanden sich in den Grundproben Exemplare mit solchen Rinden von über 2 *cm* Dicke unmittelbar neben anderen, die noch gar nicht inkrustiert waren. Dieser Inkrustations-Proceß ist stets ein sehr langsamer, und wenn frische und überzogene Knochen so nahe aneinander vorkommen, so können sich die Tiefseesedimente nur sehr langsam ablagern. Im organischen Kalk- oder Kieselschlamm sind vom Lot oder in den Grundnetzen der Challenger-Expedition solche Haifischzähne nur zweimal, Gehörknöchelchen nur einmal heraufgebracht worden; in den Küstenablagerungen scheinen sie ebenso selten zu sein. Da liegt in der That der Schluß sehr nahe, daß in diesen Gebieten eine

schnellere Ablagerung des Grundschlamms vor sich geht, wodurch die doch überall nur vereinzelt fallenden Zähne und Knöchelchen sehr bald verdeckt werden. Was hindert nun aber, daß die an der Meeresoberfläche so zahlreichen Globigerinen und Radiolarien nicht ebensogut in den über 4000 *m* messenden Tiefseemulden zur Ablagerung gelangen, wie sie das auf den 2—4000 *m* tiefen Stellen zwischen jenen Mulden so reichlich thun? Erreicht denn der auf letzteren wahrscheinlich vorhandene stetige Regen von Globigerinenschalen und Kieselgerüsten dort den Boden nicht? Was vernichtet sie unterwegs? Hier sind unserer Kenntnis offenbar noch wichtige Thatsachen verborgen, die künftigen Forschungen aufzuhellen vorbehalten bleibt. Sind doch die roten Thone mit 135 Mill. *qkm* die unzweifelhaft ausgedehntesten Tiefseeablagerungen!

Murray ist der Überzeugung, daß die Kalkschalen durch die Kohlensäure aufgelöst würden, die überall im Meerwasser verteilt ist. Diese Ansicht wird dadurch gestützt, daß das Meerwasser aus sehr großen Tiefen thatsächlich reicher an kohlensaurem Kalk gefunden worden ist, als in geringeren Tiefen; ebenso vielfach auch in den Becken der Mittelmeere, die, wie oben bemerkt, gleichfalls ja des Foraminiferenschlammes entbehren. Bemerkenswert ist auch Murrays Beobachtung, daß Schalen der zarteren Foraminiferenarten an den Gehängen der Vulkaninseln schon von 2000 *m* abwärts fehlen; da in der Nähe aller Vulkanherde die Exhalationen der Kohlensäure besonders reichlich zu sein pflegen, wäre das durchaus im Sinne seiner Theorie. Weiter ist die Thatsache bemerkenswert, daß Globigerinenschlamm, in Säuren aufgelöst, einen Rückstand hinterläßt, der in allen wesentlichen Eigenschaften wirklich mit dem Tiefseethon identisch ist. Aber sollte die Lösung in der Tiefe nicht längst eine gesättigte sein? Sobald die Sättigung erreicht ist, müßte doch kohlensaurer Kalk in irgend einer Gestalt wieder abgeschieden werden, — oder sollte der Verbrauch der Tiefseetiere wirklich dafür genügen?

Jeder Leser weiß, daß die weiße Schreibkreide

nichts anderes ist, als eine Ansammlung von mikroskopisch kleinen Kalkschalen, und zwar rühren diese gleichfalls von Foraminiferen her. Die Kreide ist also in ähnlicher Weise entstanden, wie der Globigerinenschlamm unserer Meere, nur daß damals in der Kreidezeit die Gattung der Textularien (vgl. Fig. 32, 3) unsere heutigen Globigerinen vertrat. Außerdem aber sind noch einige andere Foraminiferenarten in beiden, nur nicht so reichlich, vorhanden und darunter 19 Arten ebensowohl in der Kreide, wie in unserem heutigen Kalkschlamm als identisch erwiesen; so u. a. die oben (Fig. 30) abgebildete *Globigerina bulloïdes*. Und wenn die Kreidefelsen so ausgezeichnet sind durch ihren Reichtum an Feuerstein-, d. h. Kieselsäureknollen, so kann man sehr wohl in letzteren nachträgliche Zusammenballungen der in Gestalt von Radiolarien- und Kieselalgenschalen dem ehemaligen Kalkschlamm beigemengten Kieselmengen wieder erkennen.

Schon Linné hatte vor 150 Jahren ganz allgemein die organische Abkunft aller Kalkablagerungen behaupten wollen (*omnis calx e vivo*), was doch wohl zu weit geht. Denn in einzelnen beschränkten Gegenden des Mittelmeers haben Natterer und Luksch thatsächlich ganz amorphe Kalksteinkrusten aufgefunden.

Aber noch in anderer Weise sind die Schlammablagerungen der heutigen Tiefsee von Bedeutung für das Verständnis geologischer Fragen. Viele Planktonwesen bilden, um besser schwimmen zu können, Fett in kleinen Tröpfchen in ihrem Körper, und wenn ihre kleinen Leichen zu Boden sinken, wird dem Grundschlamm im Laufe der Zeiten nicht wenig Fett beigemengt werden. Zuerst wurde der Fettgehalt des Globigerinenschlamms von Gümbel in den Bodenproben der Gazelle-Expedition, nachher auch sonst nachgewiesen. In großer Mächtigkeit aufgehäufte Schlammablagerungen dieser Art aus den älteren geologischen Formationen können, durch die innere Erdwärme erhitzt, diesen Fettgehalt in höhere Schichten hinauf destillieren lassen und dadurch bituminöse Abscheidungen, ja vielleicht Lager von Petroleum schaffen.

Für die roten Tiefseethone fehlen in den neueren geologischen Formationen anscheinend die äquivalenten Sedimente, solche will man erst in gewissen roten, sehr mächtigen Thonschiefern der paläozoischen Zeit erkannt haben. Dem Radiolarienschlamm entsprechen unter den älteren Gesteinen viele Kieselschiefer, besonders die hornsteinartige Lydite, während der Diatomeenschlamm im tertiären Kieselguhr als eine wenigstens äußerlich ganz identische Ablagerung auftritt. — Dagegen sind die litoralen Sedimente in allen Modifikationen auch in den Ablagerungen der jüngeren Erdperioden leicht wiederzufinden.

Zwei Erscheinungen, welche nicht gerade entscheidende, aber doch erkennbare Einwirkungen auf die Zusammensetzung der Meeressedimente äußern, wollen wir zum Schlusse noch berühren. Das sind die unterseeischen Vulkanausbrüche und die Staubfälle, beide auf gewisse Meeresstriche beschränkt und zu Zeiten der Gegenstand vieler Fabeln, freilich mehr unter den Gelehrten, als unter den praktischen Seeleuten.

Es ist bekannt, daß bei einzelnen besonders großartigen Vulkanausbrüchen die ausgeworfenen Aschen, d. h. die bis in die feinsten Partikelchen zerriebene und zerblasene Lava, bis in den Bereich der oberen Luftströmungen getrieben und von diesen auf viele hundert Kilometer vom Eruptionspunkte fortgetragen worden sind. Als die gewöhnlich dafür beigebrachten Beispiele seien hier wiederholt: der Ausbruch der Tambora auf Sumbawa am 11. April 1815, einer der verheerendsten, der Holländisch-Indien je getroffen hat, wobei die Asche das 1900 *km* östlicher liegende Amboina erreichte; ferner die großartige Eruption des Coseguina, vom Januar 1835, die über ganz Zentralamerika ihre Wirkungen erstreckte, und deren Aschen nördlich bis Jamaica (1200 *km*) getragen wurden. Auch über das nördliche Europa haben bisweilen isländische Vulkanausbrüche ihre Aschenregen entsandt, so z. B. um Ostern 1875, wo solche bis nach Schweden hinein (also auch über 1200 *km* weit) gespürt wurden. Und wer hat nicht mit Verwunderung Kenntnis genommen von den un-

glaublichen Fernwirkungen des großen Vulkanausbruchs in der Sundastraße am 28. und 29. August 1883, dessen gröbere Aschen über einen Umkreis von 1000 *km* Radius in dichten Mengen fielen, und dessen feinste Lavastäubchen mit den entwichenen Gasen zusammen in den obersten Schichten der Atmosphäre über 50000 *m* hoch noch viele Monate lang sich schwebend erhalten und prachtvolle Dämmerungserscheinungen hervorgerufen haben!

Auf diesem Wege durch die Luft fortgeführt, können demnach vulkanische Mineralpartikelchen in großer Ferne vom Eruptionspunkte auf die Meeresoberfläche niederfallen und dann noch wieder durch Meeresströme verbreitet, endlich am Meeresboden zur Ablagerung gelangen. Daraus erklärt sich schon zum Teil die so allgemeine Verbreitung feiner Quarz- und Glimmersplitter und Bimssteinfasern in den Grundproben aller Ozeane.

Sehr viel wirksamer müssen aber unterseeische Vulkanausbrüche selbst sein, weil sie unmittelbar gröberes Material dem Ozean überliefern. Denn bei solchen wird nicht nur die flüssige Lava am Eruptionsorte selbst sich ablagern, sondern es werden auch größere und reichlichere Massen vom Bimsstein und Aschen zu Tage gefördert. Im Bereiche der großen Mittelmeere ist nun auch die submarine Vulkanthätigkeit ebenso intensiv wie die subaërische. Die südwestlich von Sizilien im Jahre 1830 unter heftigen Ausbrüchen aufgetauchte und bald darauf wieder verschwundene Insel Ferdinandea, sowie die 1866 bei Santorin aufgetretenen Vulkaninseln sind die bekanntesten Beispiele aus dem Bereich des Romanischen Mittelmeeres. Aber solche Bildungen fehlen auch dem offenen Ozean nicht. Im Januar 1811 entstand unter starkem Aschenauswurf bei der Azoren-Insel San Miguel eine neue Insel, die Sabrina benannt, aber nur ein Jahr alt wurde; im Februar 1812 war sie wieder versunken.

Am häufigsten sind solche Eruptionen aber beobachtet im westlichen Teile des Südpazifischen Ozeans im Bereiche des sog. Melanesischen Archipels, jener

hohen Inseln, die sich östlich von Neu-Guinea bis zu den Fidschi-Inseln erstrecken. Schon aus dem Jahre 1861 wurde von der Brigg „Wailua", nördlich von Neu-Pommern ein solches Phänomen berichtet, wobei das Wasser in einem Strahl springbrunnenartig 50 *m* hoch in die Höhe geschleudert wurde. Ungleich großartiger waren die Ausbrüche im Februar 1878, worüber mehrfache Berichte vorliegen. Zunächst entstand bei der Insel Tanna (Gruppe der Neuen Hebriden) ein neuer Krater, ein zweiter gleichzeitig in der Straße zwischen Neu-Pommern und Neu-Lauenburg, wobei kolossale Massen von Bimsstein und Aschen unter ungeheurem Getöse und Lufterschütterungen ausgeworfen wurden, welche die ganze Meeresstraße mit einer dichten Schicht bedeckten, die stellenweise $1^1/_2$ bis $1^3/_4$ *m* stark war, so daß der deutsche Dampfer Pacific, Kapt. Hernsheim, genötigt wurde, umzukehren und sich der Insel von der Ostseite zu nähern. — Wenige Wochen darauf erfolgte auch in dem zwischen diesem neupommerschen Krater und dem von Tanna gelegenen Archipel der Salomo-Inseln in der Nähe der Bougainvillestraße ein unterseeischer Ausbruch, der so erhebliche Aschen- und Bimssteinmassen auf die Meeresoberfläche warf, daß das britische Schiff „Pacific Slope" vier Tage nacheinander in denselben umherkreuzte. „Der Boden des Schiffes war vom Bimsstein ganz blank gescheuert und mehrere der Felder hatten das Aussehen von Inseln und waren dicht genug, um den Fortgang des Schiffes zu hindern." Diese Bimssteinflächen sind dann das ganze Jahr 1878 hindurch in diesem Meeresstriche hin und her getrieben und von S. M. S. „Ariadne" bei den Ellice- und Gilbert-Inseln, also 2600 *km* von der Bougainvillestraße, tagelang beobachtet worden. — Es sind aber auch vielfach ganz irrtümlicherweise vulkanische Eruptionen von Seefahrern berichtet worden, die auf irgend einer Art optischen Täuschung (auf Luftspiegelungen od. dgl.) beruht haben müssen, denn sorgfältige Untersuchungen des Meeresbodens an solchen Stellen ergaben vielfach nicht den geringsten Anhalt für solche Berichte. Als warnendes Beispiel für diese und ähnliche Täuschungen mag hier

folgender Vorfall gelten. Im zentralatlantischen Ozean ist eine Stelle ausgezeichnet durch submarine Erderschütterungen, die als Stöße den darüber segelnden Schiffen wahrnehmbar werden. Als Krusenstern im Mai 1806 auf seiner Weltumsegelung diesen Meeresstrich passierte, nahm er eines Abends eine hochaufsteigende Rauchwolke in der Entfernung wahr und deutete sie als einen vulkanischen Ausbruch, ohne die Sache indes näher zu untersuchen. Dieselben Berichte wurden im Jahre 1864 aus dem gleichen Meeresstrich mehrfach wiederholt und so lange in derselben Weise gedeutet, bis bekannt wurde, daß die Alabama, der bekannte Kreuzer der Konföderierten Staaten, zahlreiche Handelsschiffe der Unionsstaaten dort gekapert und verbrannt hatte. —

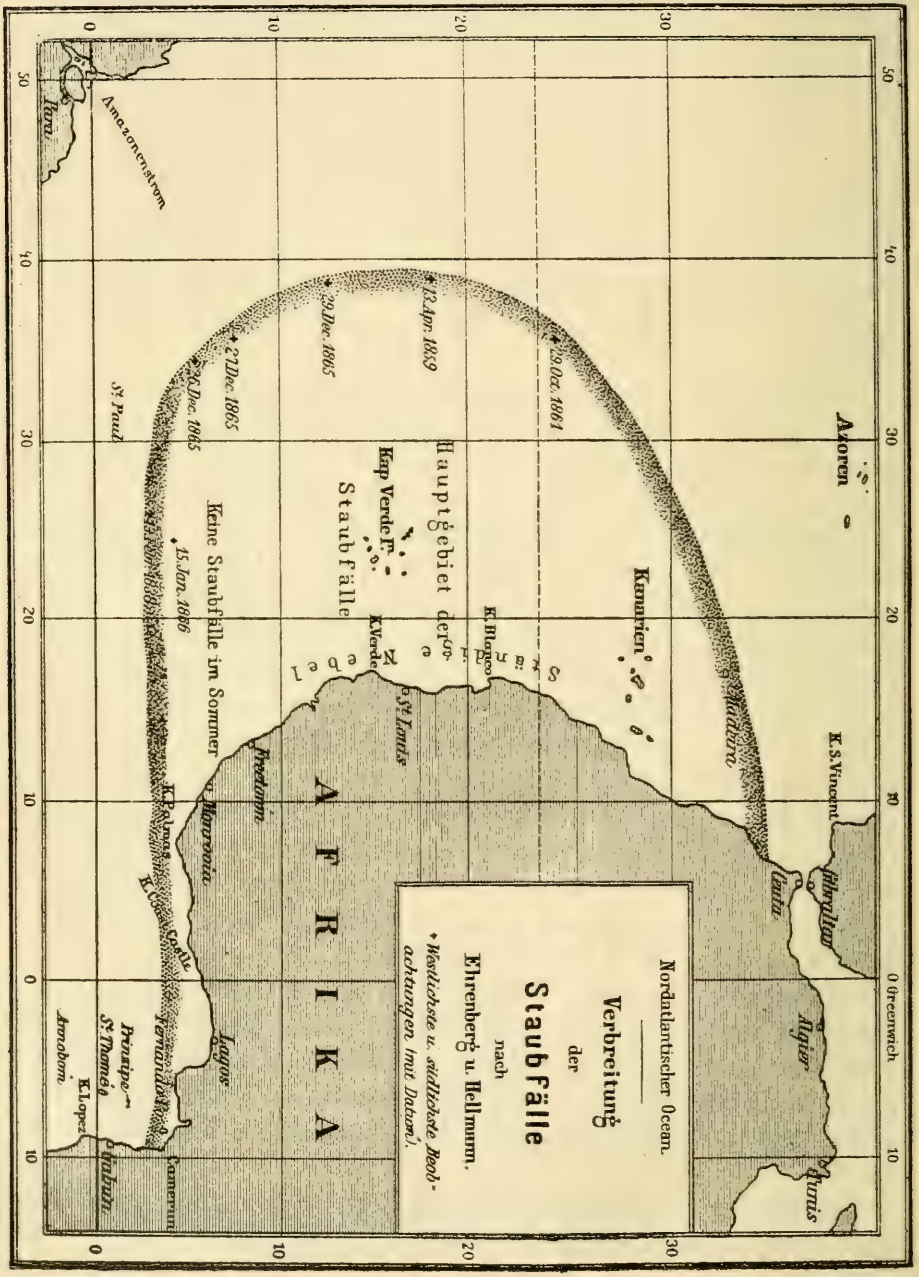
Die von dar Challenger-Expedition im Nordatlantischen Ozean heraufgeholten Grundproben enthielten sehr häufig ganz winzige Quarzkörnchen, die von den Splittern vulkanischer Abkunft sich durch ihre runde abgerollte Gestalt unterschieden. Die englischen Gelehrten entschieden sich dafür, in diesen Körnchen den Niederschlag des sog. Passat-oder Wüstenstaubes zu erkennen, der in der Gegend der Kapverdischen Inseln nicht selten vorkommt. Diese Auffassung wird noch dadurch unterstützt, daß der Globigerinenschlamm in dem obengenannten Meerestriche sich durch seine rötliche Farbe bemerkbar machte, während außerhalb dieser Zone der Staubfälle die Proben eine hellgraue oder ganz weiße Farbe zeigten. Der Passatstaub bei den Kapverden ist fast regelmäßig rot, nach den Angaben der Seeleute schwankt seine Färbung vom gelblichen Rot und Ziegelrot bis Zimmetbraun.

Schon der arabische Geograph Edrisi scheint im Jahre 1160 von diesem Charakterzug des Meeres westlich von der großen afrikanischen Wüste Kenntnis gehabt zu haben, da er diesem Meeresstriche den Namen des „Dunkelmeeres“ beilegte.*) Jedenfalls ist den Seeleuten

*) Nach anderer Auffassung meinte er damit nur „das Meer des Sonnenuntergangs“, also das „Westliche Meer“.

die Erscheinung dieses roten Passatstaubs etwas ganz Geläufiges. In systematischer Weise sind darauf bezügliche Nachrichten zuerst von dem bekannten Aka-

Fig. 39.



demiker Ehrenberg gesammelt worden, der aber leider, durch seine lediglich mikroskopische Untersuchung jener Staubfälle verleitet, eine unnatürliche Deutung ausgesprochen hat. Während die Seeleute gewohnt waren, von afrikanischem Staube zu reden, fand Ehrenberg, daß in den ihm davon mitgeteilten Proben eine große Menge von Infusorien und Diatomeen südamerikanischer und europäischer, dagegen sehr wenige afrikanischer Abkunft enthalten seien, und infolgedessen leitete er diesen Passatstaub aus Südamerika her, von wo derselbe mit aufsteigenden Luftströmungen in die höheren Schichten der Atmosphäre gelangen und dann von dem dort herrschenden südwestlichen Antipassat nach Nordosten hin fortgeführt werden sollte.

Eine neuere planmäßige Untersuchung dieser Staubfälle auf Grund einer sehr großen Anzahl englischer Schiffstagebücher von Gustav Hellmann hat indes der alten Auffassung der praktischen Seeleute zu ihrem nunmehr unbezweifelbaren Recht verholfen, und Kapitän Dinklage vermochte aus den Schiffstagebüchern der deutschen Seewarte für verschiedene Tage besonders reichen Staubfalls den aktenmäßigen Beweis dafür zu liefern. Wie die umstehende Karte zeigt, verbreiten sich die Staubfälle in einer so deutlich an den afrikanischen Kontinent sich anschließenden Zone, und so überwiegend sind sie von östlichen Winden begleitet, daß wenn man ihrer Herkunft ohne vorgefaßte Meinung entgegengeht, man von selbst auf die Westhälfte der großen Wüste Sahara als Ursprungsort geleitet wird. Ehrenberg führte freilich immer seine Diatomeenfunde dagegen ins Feld, ohne daß er doch von den über dem westlichen Wüstengebiete lebenden mikroskopischen Organismen genaue Kenntnis haben konnte. Überdies mögen, da die meisten Proben durch Abschaben des Staubes von den Segeln erhalten wurden,*) alle vom betr. Schiffe berührten

*) Die von Ehrenberg selbst empfohlene Methode, Passatstaub zu sammeln, besteht darin, daß man nicht zu kleine Flocken von Baumwolle oder Watte oder dgl. an den Segeln längere Zeit dem Staubwinde aussetzt und die Proben alsdann entweder sofort in

Himmelsstriche ihre Diatomeen in jenen Segeln abgesetzt haben, so daß es gar nichts beweist, wenn südamerikanische und namentlich auch europäische Arten von Ehrenberg nachher so häufig gefunden wurden.

Es giebt im Umkreise des Nordatlantischen Ozeans keine staubreichere Atmosphäre als die der westlichen Sahara, die im Winter über den ganzen Sudan und Senegambien hin ihre Staubwolken entsendet und neue aus der dortigen roten Lateriterde sich erhebende aufnimmt, welche zusammen alsdann der Harmattan über die Küsten hinaus seewärts fortführt. Die ständig an der westafrikanischen Küste nördlich von der Gambiamündung und dem Kap Verde herrschenden mehr oder weniger dichten und meist trockenen Nebel sind das erwünschte Bindeglied zwischen dem Passatstaub und dem Wüstenherde desselben.

Der rote Staub, keineswegs eine regelmäßige, aber doch auch nicht seltene Erscheinung, kommt wie Dinklages Wetterkarten ergeben, ausschließlich mit dem Ostwind und reicht nach Süden stets nur soweit, wie der Passat, fehlt also in den drei Sommermonaten südlich von 10^0 n. Br., nähert sich dagegen im März und April dem Äquator bis über 5^0 n. Br. Der Niederschlag färbt die oberen Segel häufiger und leichter als die unteren, nicht weil er aus den höheren Luftschichten herabsinkt, sondern in den unteren, dem Flugwasser erreichbaren, schnell beseitigt wird. Häsige Luft oder trockene Nebel bei Tage und ausbleibender Tau bei Nacht sind meist die Anzeichen nahenden Staubfalles, der in einzelnen Fällen Flächen so groß wie Deutschland gleichzeitig zu treffen scheint. Die Karte zeigt den weit ausgedehnten Staubfall um Neujahr 1866 als ein großartiges Beispiel dafür, das auch zugleich einige der westlichsten überhaupt beobachteten Staubfälle betrifft (die Entfernung zum nächsten Festlandpunkte beträgt hier über 2000 *km*). Es ist keine Frage, daß soweit hinaus gewehter und

---

gut verschlossenen und gut getrockneten Fläschchen aufhebt oder die Watte unter reinem Wasser sorgfältig ausspült und den Bodensatz alsdann aufbewahrt.

alsdann von den Meeresströmungen erfaßter und weiter getragener Staub sehr wohl im Bereiche des ganzen Nordatlantischen Ozeans seine Spuren verbreiten konnte.

Es dürften aber auch anderen Ozeanen solche Staubfälle nicht fehlen, obschon sie weder an Großartigkeit noch an Popularität denen bei den Kapverdischen Inseln sich vergleichen lassen. So ist die Nordküste des Persischen Meeres im Winter beim Nordostpassat, die Küste des Somalilandes, mit dem berüchtigten Kap Guardafui („Gebt Acht auf Euch!"), im Sommer beim Südwestmonsun in trockene Staubnebel gehüllt, welche dem Seefahrer die Nähe des Landes verbergen und häufige Strandungen veranlassen. Natürlich liefern auch hier die benachbarten Wüsten den feinen Staub, der von den Landwinden seewärts entführt wird.

Kapitel III.

Das Meerwasser.

Wir haben den Raum kennen gelernt, den die Meeresbecken in sich schließen; es bietet sich uns nunmehr die stoffliche Erfüllung dieses Raumes, das Meerwasser, zur Betrachtung dar, und zwar nach seinen allgemeinen chemischen und physikalischen Eigenschaften, wie insbesondere nach der Verteilung der Wärme in demselben.

1. Allgemeine Eigenschaften des Meerwassers.

Das Meerwasser ist im Gegensatze zu dem Frischwasser, wie der Seemann sagt, oder süßen Wasser, welches den Quellen des Landes entströmt, nicht trinkbar, es ist von salzig-bitterem Geschmack, der durch eine reichliche Beimengung von zahlreichen mineralischen Substanzen erzeugt wird.

Die Chemie kennt einige 60 Grundstoffe oder Elemente, und von diesen sind gegenwärtig 32 oder nahezu die Hälfte im Seewasser nachgewiesen, die Mehrzahl freilich in so minimalen Mengen, daß man

sie vielfach nicht ziffernmäßig ausdrücken, sondern eben nur ihre Anwesenheit erkennen kann. Da aber die chemischen Elemente ausnahmslos, wenn nicht in reinem Zustande, dann doch in ihren Verbindungen in Wasser löslich sind, so hat man wohl nicht mit Unrecht die Behauptung aufgestellt, daß sie auch sämtlich im Seewasser vertreten seien, nur die Mehrzahl in so kleinen Mengen, daß sie sich mit den gegenwärtigen Hilfsmitteln chemischer Analyse noch nicht haben auffinden lassen.

In erheblichen Mengen treten indes nur gewisse Salze auf, die, wenn man Meerwasser aus beliebigen, nur fern vom Land gelegenen, Stellen vergleicht, ein merkwürdig konstantes Verhältnis untereinander zeigen. Dampft man Meerwasser bis zur Trockne ein, so ist in dem Rückstande unter je 100 Gramm enthalten:

Kochsalz (Chlornatrium) . .	78·32	Gramm
Chlormagnesium	9·44	„
Bittersalz (Magnesiumsulphat)	6·40	„
Gips (Kalciumsulphat) . . .	3·94	„
Chlorkalium	1·69	„
Verschiedenes*)	0·21	„
Zusammen	100·00	Gramm.

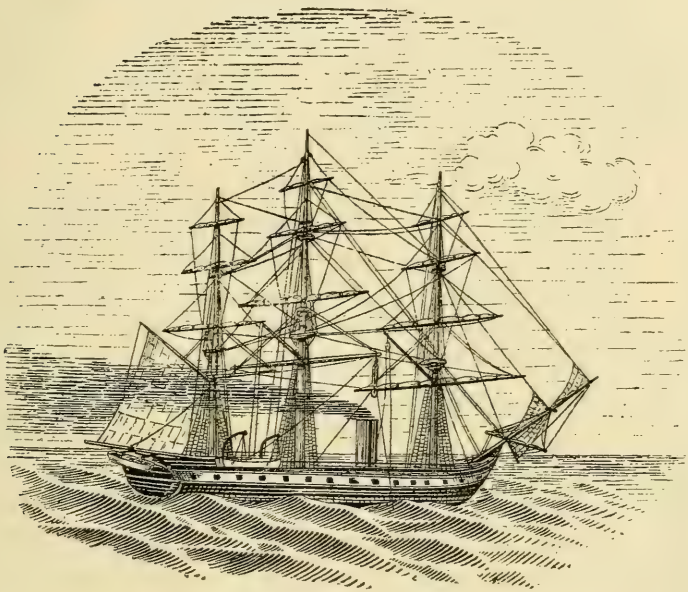
Das Kochsalz bildet also über drei Viertel des Niederschlages und bewirkt daher den ausgeprägt salzigen Geschmack des Seewassers; während die Magnesiumverbindungen im wesentlichen den widerlich-bittern Beigeschmack erzeugen.

Georg Forchhammer, dessen Untersuchungen über die Zusammensetzungen des Meerwassers grundlegend sind, fand außer den oben angeführten meßbaren Bestandteilen noch einige höchst interessante, wenn auch nur sehr geringfügige, Beimengungen, die man vorher darin nicht vermutet hatte. Zunächst entdeckte er in der Asche der marinen Organismen eine große Anzahl von Metallen außer dem leicht direkt nachweisbaren Eisen. So enthält die Asche des Seegrases (*Zostera marina*) 4 Proc.

*) Brommagnesium, Kalciummetaphosphat, Kalciumbikarbonat, Eisenbikarbonat, Kieselerde, Chlorrubidium u. a.

oder $^1/_{25}$ ihres Gewichts Manganoxydul, $^1/_{30\,000}$ Zinkoxyd, außerdem noch etwas Kobalt und Nickel; im Seetang (*Fucus vesiculosus* u. a.) kommen Kupfer und Zink vor. Kupfer und Blei sind auch in einzelnen Korallengerüsten gefunden: *Heteropora abrotanoides* enthält an Kupfer $^1/_{350\,000}$, an Blei $^1/_{50\,000}$, *Pocillopora alcicornis* an Kupfer $^1/_{500\,000}$, an Blei $^1/_{370\,000}$ ihres Gewichts; aber auch Silber ist in niederen Seetieren schon von Malagutti nachgewiesen. Forchhammer fand in der ebengenannten Koralle *Pocillopora* $^1/_{3\,000\,000}$ ihres Gewichts Silber. Dieses

Fig. 40.



S. M. S. „Gazelle", eine Tieflotung ausführend.

entsteht auch an dem Kupferbeschlag von lange fahrenden Schiffen, indem nämlich die Berührung des Seewassers mit dem Kupfer einen galvanischen Strom und damit in den benachbarten Wasserschichten chemische Wirkungen erzeugt, wobei sich das Silber in Form von Silberchlorür ausscheidet. Man hat wohl versucht, die im Meer gelöste Menge des Silbers zu berechnen*),

*) Sir John Herschel wollte sie zu 2 Mill. Tonnen schätzen, d. h. zu zehnmal mehr, als seit der Entdeckung Amerikas in den Bergwerken der Erde produziert worden ist.

indes entbehren solche Versuche aller wissenschaftlichen Basis.

In den letzten Jahren hat man übrigens noch andere Metalle, wie z. B. auch Gold, aufgefunden, doch letzteres nicht in meßbaren Mengen. Vielfach mögen die, gewissen Seetieren für den menschlichen Genuß zugeschriebenen schädlichen Eigenschaften darauf beruhen, daß sie irgendwelche Metalloxyde in sich ablagern.

An anderweitigen interessanten Beimengungen mag hier noch das Jod erwähnt sein, da man überhaupt zuerst in der Tangasche entdeckte; ferner findet sich Kalk vorherrschend in der Form von Gips, während die Flüsse reichliche Mengen von kohlensaurem Kalk dem Meere zuführen. Davon bleibt offenbar nur wenig gelöst, da die Organismen ihn in ihren Schalen, Gehäusen, Panzern und Skeletten eifrig abscheiden.

Fig. 41.

Glas-Aräometer.

Insgesamt sind in 1000 Gramm Meerwasser an mineralischen Mengteilen gelöst enthalten 34 bis 36 Gramm, und diesen Gewichtsanteil nennt man schlechthin den Salzgehalt. Er bewirkt, daß das Meerwasser schwerer ist, als Süßwasser, und zwar wiegt ein Liter Seewasser je nach dem Salzgehalt 1024 bis 1028 Gramm, wenn ein gleiches Maß Süßwasser bei gewöhnlicher Zimmertemperatur (17,5° C.) 1000 Gr. wiegt. Setzt man letzteres Gewicht als Einheit, so ergiebt sich als Ausdruck für das sog. spezifische Gewicht (s) des Meerwassers 1,024 bis 1,028. Nach der empirischen Formel $1310\ (s-1)$ kann man den Salzgehalt p in Promille (im Anteil auf 1000 Gewichtseinheiten) finden.

Man bestimmt das spezifische Gewicht nach verschiedenen Methoden, sowohl physikalischen als chemischen. Am beliebtesten und bequemsten ist die Benutzung eines Aräometers, eines Glasinstrumentes von beistehender Gestalt (Fig. 41). Die in Deutschland übliche Form giebt in der Teilung der Skala gleich das spezifische Gewicht; man ist dann

aber genötigt, mehrere Instrumente für verschiedene Stufen des Salzgehalts vorrätig zu halten und die Skala nach anderen, feineren Methoden zu aichen. In England ist nach dem Vorgange des Physikers der Challenger-Expedition, J. Y. Buchanans, das Aräometer nur mit einer Millimeterskala versehen: durch Aufsetzen von kleinen spiraligen Drahtgewichten auf die Spitze des Skalenstengels kann man das Instrument bei jedem beliebigen Salzgehalt zum Eintauchen bringen. Man kommt so mit einem einzigen Instrumente für alle spezifischen Gewichte aus. Wer die Mühe nicht scheut, kann sich durch genaue Wägungen und Volumbestimmung des Aräometers ein sehr zuverlässiges Instrument schaffen, weshalb sich diese Aräometer nach dem Challengertyp besonders zu Normalinstrumenten eignen.

Da man nicht immer Meerwasser von 17·5° C schöpft, so muß das abgelesene spezifische Gewicht auf die genannte Temperatur reduziert werden; es sind dazu besondere Tabellen berechnet.

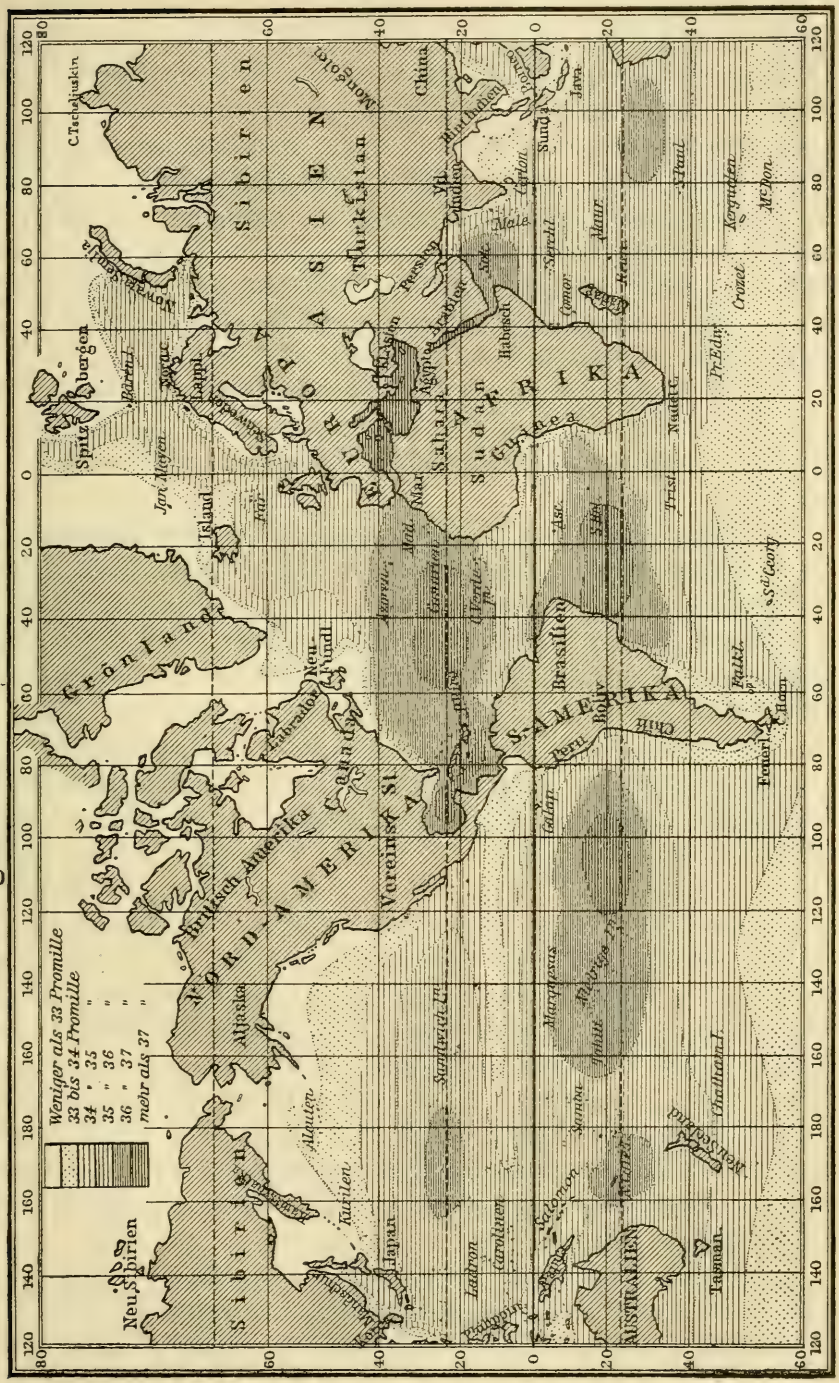
Sehr beliebt, namentlich bei den schwedischen Forschern, ist ein sehr scharfes chemisches Verfahren, wodurch der Gehalt des Seewassers an Chlor bestimmt wird. Forchhammer fand, daß dieser Chlorgehalt in einem nahezu konstanten Verhältnis zum ganzen Salzgehalt stehe, und zwar sollte letzterer das 1·81fache des Chlorgehalts sein; diese Zahl ist der sog. Chlorkoeffizient. Neuere Nachprüfungen haben jedoch ergeben, daß diese Zahl nicht konstant, sondern bei geringem Salzgehalt größer ist. Immerhin ist es möglich, daraus Salzgehalt oder spezifisches Gewicht gut zu bestimmen. Da aber nur wissenschaftliche Expeditionen ein chemisches Laboratorium an Bord einrichten können, ist man gezwungen, die Seewasserproben auf der Fahrt in Fläschchen (von 250 *kbcm*) zu sammeln und nachher an Land zu bearbeiten. Hierbei können Irrtümer leicht unterlaufen. Auch ist es sehr wichtig, auf der Fahrt selbst an Ort und Stelle schon wenigstens angenähert das spezifische Gewicht des Wassers zu erfahren. So greift man dann doch zum Aräometer.

Die Unterschiede des an der Oberfläche der verschiedenen Meeresstriche gefundenen Salzgehaltes sind durch zwei Faktoren bestimmt. (Vgl. die Karte Fig. 42 auf S. 111.) Einmal durch die Zufuhr von Süßwasser vom Lande her und von Regenwasser aus der Luft; beides bewirkt eine Verdünnung des Salzgehaltes. Das Gegenteil schafft eine sehr starke Verdunstung, denn bei diesem Prozesse geht nur chemisch reines Wasser in Gasform in die Luft über, der Salzgehalt bleibt zurück und erhöht somit das spezifische Gewicht. Schon Aristoteles hatte eine ganz richtige Vorstellung hiervon.

Das niedrige spezifische Gewicht wird darum allemal in der Nähe von Küsten und in abgeschlossenen, große Flüsse aufnehmenden Mittelmeerbecken gefunden. Während der offene Atlantische Ozean durchschnittlich 35·5 Promille Salzgehalt besitzt, finden wir in der Nordsee nur 34, südlich von Helgoland, angesichts der Elbe- und Wesermündung, auch nur 32 Promille. In der Ostsee nimmt der Salzgehalt je weiter nach Osten hin desto entschiedener ab. Im Skagerrak bei Skagen sind noch 30, im Großen Belt bei Korsör und ebenso im Kleinen bei Alsen etwa 18, im Kieler Hafen 15, bei Poel in Mecklenburg 13·5 Promille vorhanden. Weiter östlich aber sinkt der Salzgehalt schnell, nördlich von Rügen sind nur noch 8 bis 9, in der Danziger Bucht 6 bis 7, ebensoviel auch bei Gotland: am Eingang zum Bottnischen Golf 4, an seiner Nordspitze bei Haparanda 1·5 und im Finnischen Golf bei Kronstadt noch nicht 1 Prm. vorhanden. In den letztgenannten Teilen der Ostsee ist zur Zeit der Schneeschmelze im Frühjahr das Oberflächenwasser häufig trinkbar gefunden worden, während man sonst dem Ostseewasser den salzigen Geschmack nirgends absprechen kann. In der Tiefe ist der Salzgehalt viel größer, bei Gotland in 250 *m* 12 Promille, in der Nähe der dänischen Inseln am Boden 25 bis 30, im Skagerrak ganz normal 35·5, wie im offenen Ozean.

Ausgesüßt durch die wasserreichen Flüsse ist dann auch das Schwarze Meer (15 bis 18 Promille), eine Thatsache, die schon den Alten bekannt war und von

Fig. 42.


Karte des Salzgehalts an der Meeresoberfläche
Weniger als 33 Promille
33 bis 34 Promille
34 " 35 "
35 " 36 "
36 " 37 "
mehr als 37 "
Sibirien
Neu Sibirien
Grönland
Spitzbergen
Island
Jan Mayen
Lappl.
Nowaja Senija
C. Tscheljuskin
Turkistan
Mongolen
China
Persien
Arabien
Sahara
Sudan
Guinea
Habesch
Mar
Mad.
Ascension
Tristan
Nadel C.
Kerguelen
Crozet
Pr. Edw.
Mc Don.
Java
Sunda
Hinterindien
Ceylon
Malo
Comor
Maur
Reun
Sechl.
Pauli
Brasilien
Bolivia
Peru
Chili
Galap.
Falkl.
Hom
Feuerl.
Neu Fundl.
Labrador
Canada
Britisch Amerika
Vereinsk. St.
Aljaska
Aleuten
Kurilen
Japan
Ladron
Carolinen
Sandwich I.
Marquesas
Tahiti
Samoa
Salomon
Chatham I.
Neu Seeland
Tasman
AUSTRALIEN
NORD-AMERIKA
S-AMERIKA
AFRIKA
EUROPA
ASIEN

Strabo nicht nur erwähnt, sondern auch richtig erklärt wird. Arrhian (ca. 100 n. Chr.) bemerkte dazu als besonders auffällig noch, daß die Viehzucht treibenden Küstenbewohner ihre Herden zur Tränke an den Strand führten, und daß sie behaupteten, dem Vieh sei dieses schwachsalzige Seewasser viel zuträglicher als das ganz süße. Nach den neuen Untersuchungen von Baron Wrangel und Spindler nimmt der Salzgehalt nach der Tiefe hin merklich zu und erreicht bei 100 *m* etwa 20 und unterhalb 700 *m* 22, im Maximum 22·5 Promille. Nur in der nächsten Nähe des Bosporus steigt der Salzgehalt am Boden auf 33·8 Promille.

Selbst in den nur durch Inselketten abgeschlossenen Becken des australasiatischen Mittelmeeres ist der Salzgehalt in der Regenzeit unter 34 Promille erniedrigt.

Eine Verdünnung wird auch dadurch erzeugt, daß die Landwasser in Gestalt von Eisbergen dem Meere überliefert werden, doch wird im Nördlichen Eismeer in einiger Entfernung von den Küsten der Salzgehalt nirgends unter 30 Promille herabgedrückt. (Vgl. die Karte Fig. 42.)

Es können aber auch tropische Regengüsse, da wo sie dauernd und reichlich auf das Oberflächenwasser einwirken, wie in der äquatorialen Stillenregion, den Salzgehalt vermindern. So ist dieser im Atlantischen Ozean zwischen 3° und 10° n. Br. im Sommer gewöhnlich etwas unter 35 Promille, während er nördlich und südlich davon normal, also über 35·5 Promille ist. Auch in höheren Breiten wird gelegentlich durch anhaltende Regengüsse der Salzgehalt in meßbarer Weise erniedrigt. So berichtet Wyville Thomson, daß bei der Fahrt des „Challenger“ im März 1876 von Montevideo nach Tristan da Cunha während 18 Tagen neun Regentage einen mittlern Salzgehalt von 35·0 Promille, neun sonnige Tage dagegen von 35·6 Promille an der Meeresoberfläche ergaben.

Diesen Gebieten von reichlicher Süßwasserzufuhr stehen in den Ozeanen solche gegenüber, wo die Verdunstung ganz erheblich die Niederschläge überwiegt.

Das sind die Regionen der Passate. Im Nordatlantischen Ozean ist im Nordostpassat westlich von den Kanarischen Inseln und im Südostpassat zwischen St. Helena und der brasilischen Küste der Salzgehalt 37·5 Promille, also 2·7 Promille höher als in der Stillenregion. In den anderen offenen Ozeanen findet sich in der Passatregion eine ähnliche, wenn auch nicht ganz so starke Steigerung des Salzgehalts: so sind im Pazifischen Ozean bei den Gesellschaftsinseln 36·7, im Nordostpassat zwischen den Hawaii- und Boninninseln am Wendekreis 36·0, in der dazwischen liegenden Stillenregion nördlich vom Äquator 33·6 Promille vom Challenger und Admiral Makarof beobachtet. Ähnlich ist es in der äquatorialen Region des Indischen Ozeans.

Am kräftigsten wird die Verdunstung auf jene Mittelmeerbecken subtropischer und tropischer Breiten einwirken können, die nur wenig Flüsse in sich aufnehmen. So steigert sich der Salzgehalt im romanischen Mittelmeer durchweg zu mehr als 37 Promille, er nimmt dabei von Westen nach Osten hin zu, hat im Jonischen Meer 38 bis 38·5, im levantinischen Becken bei Kreta bis 39·5, an der syrischen Küste fast 40 Promille. Noch etwas größer wird er im Roten Meer, wo nördlich von 20° n. Br. bis 41 Promille gefunden worden sind. Den stärksten Salzgehalt, mit dem Seeschiffe in Berührung kommen, enthält der Suezkanal, mit stellenweise fast 60 Promille.

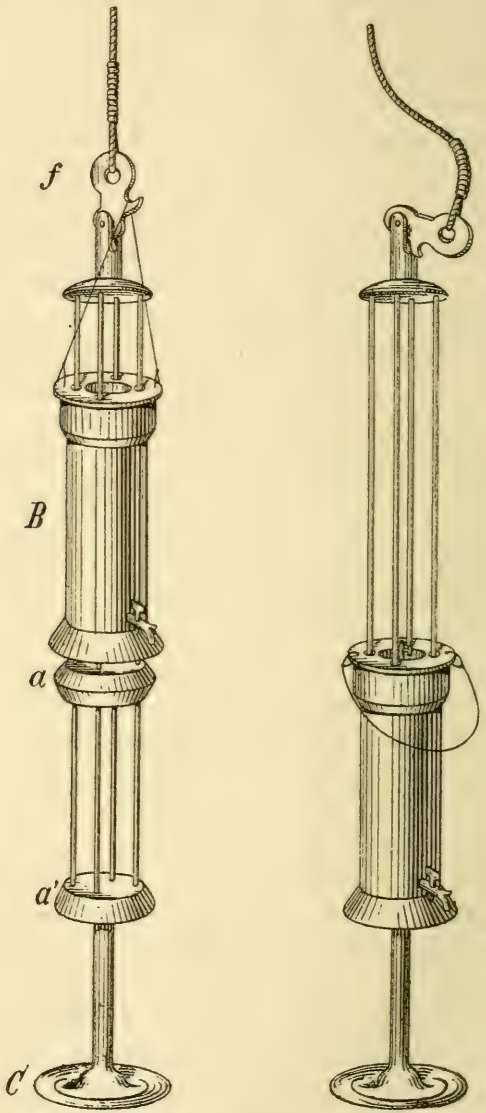
Über die Verteilung des Salzgehaltes in der Tiefe sind wir erst in den letzten Jahrzehnten, wesentlich durch die Challenger- und Gazelle-Expedition belehrt worden. Die Hilfsmittel, um Wasser aus geringer Tiefe zu schöpfen, sind ziemlich einfach. Für den Gebrauch in der Nordsee und Ostsee ist die von Dr. H. A. Meyer-Forsteck empfohlene Schöpfflasche vollkommen ausreichend. Eine gewöhnliche große und starke Glasflasche ist an einer Lotleine in der beigezeichneten Weise angebunden; der mit einem Ring versehene Stöpsel ist gleichfalls mit einer kurzen Schnur an der Lotleine befestigt. Die Figur zeigt die leere aber verschlossene Flasche fertig zum Herablassen. Ist die gewünschte

Tiefe erreicht, so zieht ein kurzer, kräftiger Ruck den Kork aus der Flasche, das Wasser dringt in diese ein

Fig. 43.

Dr. Meyers Schöpfflasche für kleine Tiefen.

Fig. 44.



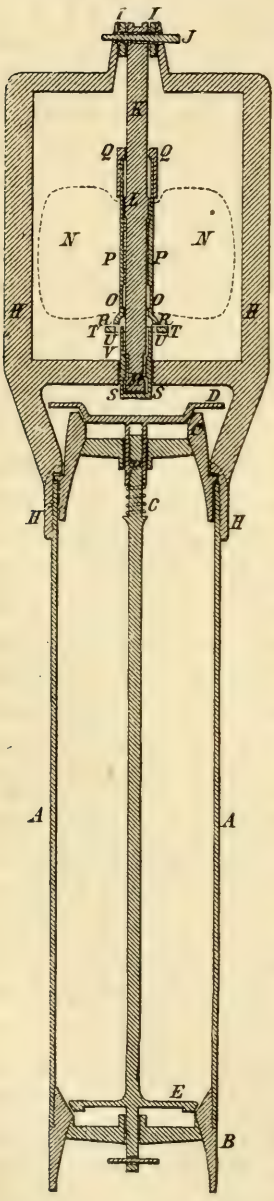
Dr. Meyers Schöpfapparat für große Tiefen.

und große an die Oberfläche quellende Luftblasen zeigen den Moment an, wo sich die Flasche ganz mit Wasser gefüllt hat. Diese wird darauf schnell aufgewunden.

Für große mehr als 50 *m* messende Tiefen versagt die Flasche leicht, weil der Stoß, der den Kork herausziehen soll, sich bei der Länge der Leine zu sehr abschwächt und überdies beim Heraufziehen das Wasser in der Flasche sich zu leicht mit dem darüber liegenden vermischt. Dr. Meyer erfand darum den Fig. 44 abgebildeten messingenen Schöpfapparat, der in den größten Tiefen der Nordsee und Ostsee seine Probe bestand und darauf von den Expeditionen des Challenger und der Gazelle mit gutem Erfolge verwendet wurde. Die linke Figur zeigt den Apparat im Herablassen. Der hohle und offene Cylinder *B* hängt an dem drehbaren Haken *f* in derselben Weise befestigt wie das Brooke'sche Tieflot. Stößt die breite Platte *C* auf den Boden auf, so giebt die Lotleine noch weiter nach, der Haken *f* neigt sich und wirft die Aufhängung des Cylinders ab, dieser gleitet an den Führungen abwärts, bis die dicken konischen Scheiben *a* und *a'* ihn aufhalten. Das so im Cylinder eingeschlossene Wasser kann durch einen Hahn abgelassen werden. In beliebigen Tiefen zwischen der Oberfläche und dem Boden verwendete Dr Meyer zur Auslösung der Aufhängung ein an der Lotleine heruntergelassenes, ringförmiges Abfallgewicht. Der Apparat muß sehr sorgfältig gearbeitet sein, damit die beiden Verschlüsse am oberen und unteren Ende des Schöpfcylinders dicht schließen. Das Wasser ist nicht nur in großen Tiefen einem kolossalen Druck ausgesetzt (für je 10 *m* Tiefe steigt der Druck um eine Atmosphäre), sondern außerdem auch sehr kalt: wird es an die Oberfläche aufgeholt, so dehnt sich das Wasser im Gefäße aus, sowohl wegen der Druckentlastung, als auch wegen der Erwärmung. Beide Ursachen werden beispielsweise bewirken, daß ein Wasserschöpfer von drei Liter Inhalt, wenn er Wasser in 5000 *m* Tiefe bei 0^0 einschließt und an die Oberfläche bei 20^0 heraufbringt, diesen anfänglichen drei Litern einen Raum von 3·077 Litern gewähren muß. Schon unterwegs wird sich das eingeschlossene Wasser ausdehnen wollen, und dem überschießenden Drucke werden die nur durch das Gewicht des Schöpf-

cylinders geschlossen gehaltenen beiden Ventile leicht nachgeben: es kann Wasser austreten und dafür anderes aus der Umgebung der höheren Schichten hineingelangen, wodurch dann nicht mehr der richtige Salzgehalt des ursprünglich geschöpften Wassers erhalten bleibt. Ein großer Vorzug des Apparats aber ist, daß er eine Wassersäule ausschneidet und beim Verschluß wirklich nur Wasser aus der gewollten Schicht einschließt — Eine Abart des Meyer'schen Apparats hat H. R. Mill angegeben; statt der konischen Ventile sind hier Gummiplatten vorgesehen, die sicher schließen, und außerdem wird der Schöpfcylinder durch Sperrfedern in der Schlußlage festgehalten, sobald er abgefallen ist.

Fig. 45.



Sigsbees Wasserschöpfer.

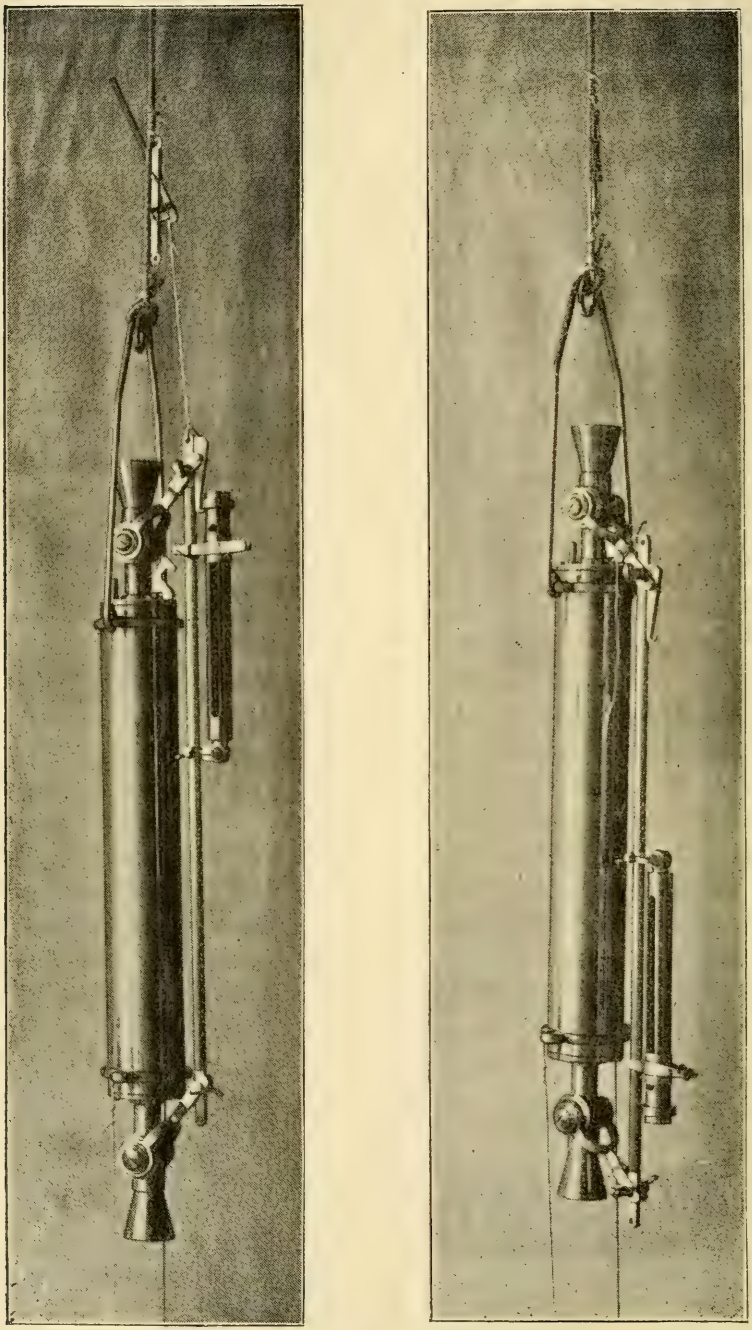
Der genannte Vorteil des Meyerschen Apparats fehlt dem von Sigsbee zuerst konstruierten und seitdem von den meisten Expeditionen (leider) angewandten kleinen, knapp ein Liter fassenden Schöpfapparat, der in Fig. 45 abgebildet ist. Auch hier erfolgt der Verschluß des Schöpfcylinders durch zwei genau eingeschliffene, durch eine feste Stange miteinander verbundene, leichte Ventile *D* und *E*. Wird der Schöpfer heruntergelassen, so drückt der Widerstand des Wassers von unten auf die Ventile, hebt sie und gestattet dem Wasser den Eintritt. Bei der Form des Hohlraumes, namentlich wegen des Schutzes, den das untere Ventil *E* gewährt, wird sich aber Oberflächenwasser dahinter fangen, es wird mit in die Tiefe genommen und, wie vergleichende Versuche in der Ostsee mit ihrem

rasch nach unten zunehmenden Salzgehalt ergeben haben, mit dem in der gewollten Tiefe geschöpften vermischt werden. Beim Aufholen schließen sich die Ventile nicht nur durch den Widerstand des Wassers, sondern auch noch durch eine kleine Propellerschraube *N*, die sich beim Aufziehen in Drehung versetzt und einen Stift *S* fest auf das obere Ventil *D* drückt. Für feinere Messungen ist der Sigsbee'sche Wasserschöpfer keine geeignete Hülfe; nur seiner Handlichkeit verdankt er die häufige Anwendung.

Besser und vielfach bewährt ist der originelle Wasserschöpfer von J. Y. Buchanan, der zuerst von seinen schottischen Landsleuten erprobt, namentlich auch vom Fürsten von Monaco bevorzugt wird (s. Fig. 46 auf Seite 118). Ein cylindrisches Metallgefäß ist oben und unten durch Hähne abgeschlossen, die sich, außen durch eine Stange verbunden, beide gleichzeitig öffnen und schließen lassen. Wird die Stange nach oben gezogen und dort festgehalten (s. die Fig. 46 links), so ist der Schöpfcylinder offen, beim Hinablassen strömt das Wasser, durch trompetenförmige Ansatztrichter breit herbeigezogen, lebhaft von unten nach oben hindurch. Ist die bestimmte Tiefe erreicht, so kann durch ein Abfallgewicht die Verbindungsstange der Hähne befreit werden, sie sinkt abwärts, schließt beide Hähne, und ein Sperrhaken hält sie in dieser Stellung fest (Fig. 46 rechts). Um dem unter großem Druck eingeschlossenen Wasser die Möglichkeit einer gewissen Ausdehnung zu gewähren, ist am oberen Ende des Gefäßes ein Sicherheitsventil vorgesehen: eine nach oben geschlossene kurze Röhre, die nach dem Gefäßraum hin durch ein Federventil abgeschlossen ist; das eingeschlossene Wasser kann sich durch Verschieben dieses Ventils beim Ausdehnen nach Bedarf Platz schaffen. Daß an der Verbindungsstange noch ein sog. Umkehrthermometer zur Messung der Temperatur angebracht ist, kann als ein weiterer Vorzug dieses Apparates bezeichnet werden.

Mischungen von Oberflächenwasser mit Wasser in der Tiefe ist, wie die Prüfungen mit gefärbten

Fig. 46.



Buchanans Wasserschöpfer.

Flüssigkeiten ergeben haben, bei diesem Apparat nicht zu befürchten.

Die weitaus meisten Wasserproben sind aber mit dem Sigsbee'schen, und nächstdem mit dem Meyer'schen Schöpfapparat aus den Tiefen aufgeholt und dann auf ihr spezifisches Gewicht hin untersucht worden. Die Ergebnisse können darum nicht als einwandfrei gelten: wir kennen die Salzgehaltsverteilung in den großen Tiefen des Weltmeers in Wirklichkeit nicht mit der erwünschten Genauigkeit. Die vorliegenden Messungen ergeben, mit diesem Vorbehalt hingenommen, daß am Meeresboden der Salzgehalt sehr gleichmäßig verteilt ist: im Südatlantischen und ganzen Pazifischen Ozean, sowie allgemein in den höheren südlichen Breiten hält er sich zwischen 34·5 bis 35·0, beträgt dagegen im Nordatlantischen etwas mehr, 35·3 bis 35·5 Promille.

Allgemein ergab sich, daß die oben erwähnten und auf der Karte Fig. 42 dargestellten Unterschiede des Salzgehalts an der Oberfläche der Tropenmeere zwischen den Passatregionen und dem Kalmengebiete nur auf wenige hundert Meter hinabreichen: in der atlantischen Stillenregion nur bis 200 *m*. Wenn wir von dieser Oberflächenschicht absehen, fand sich ebenso allgemein eine gelinde Abnahme des Salzgehalts bis 2000 *m*, darauf aber bis zum Boden eine kleine Steigerung.

In den abgeschlossenen Nebenmeeren zeigt sich fast ausnahmslos salzigeres Wasser in der Tiefe, so auch im Nordpolarmeer westlich von Spitzbergen an der Oberfläche 34·0, am Boden 35·5 Promille. Die Verhältnisse in der Ostsee und im Schwarzen Meer haben wir oben schon berührt. Übrigens kommen wir später bei den Meeresströmungen noch auf weitere Einzelheiten zurück.

Nehmen wir als mittlern Salzgehalt der ganzen irdischen Meeresdecke 35·3 Promille an und denken wir uns denselben durch irgend welchen Proceß aus dem Wasser niedergeschlagen, so würde er den Meeresboden als eine gleichmäßige Schicht von 57 *m* Dicke überziehen.

Will man die mittlere Dichtigkeit des ganzen Weltmeers zahlenmäßig finden, so muß man außer dem mitt-

leren Salzgehalt auch die durchschnittliche Temperatur kennen. Setzen wir diese gleich $3{\cdot}5^0$, so wird die mittlere Dichtigkeit 1·0281. In Wirklichkeit ist freilich dieser Wert viel größer. Die oberen Wasserschichten pressen durch ihr Gewicht die darunter liegenden zusammen, und wenn auch die Zusammendrückbarkeit des Seewassers nur sehr gering ist, so wird doch in einer Tiefe von 3500 *m* bei einem Druck von 351 Atmosphären die wahre örtliche Dichtigkeit auf 1·0446 steigen. Nimmt man nun der Einfachheit halber einmal an, sie stiege von der Oberfläche bis zu dieser Tiefe ganz gleichmäßig an, so werden wir auf halbem Wege, also bei 1750 *m*, angenähert die mittlere Dichtigkeit des ganzen Weltmeers finden, also dort den Wert 1·0364. Die Bedeutung dieser Zahl wird sich vielleicht auf folgende Weise am besten erklären lassen. Man denke sich, das Wasser verliere mit einem Mal seine Zusammendrückbarkeit; dann müßte sich das Meeresniveau überall heben und zwar um volle 28 *m*, um das alsdann vergrößerte Volum des Ozeans auf seiner Grundfläche von 365·5 Mill. *qkm* unterbringen zu können. Der englische Physiker Tait hat die Zusamendrückung, indem er andere Maße für Tiefe und Areal des Weltmeers zu Grunde legte, sogar auf 35 *m* berechnet. Immerhin würde ein Aufschnellen der Meeresoberfläche um 28 *m* genügen, 4 bis 5 Mill. *qkm* des flachen Küsten- und Niederungsgebiets der Kontinente unter Wasser zu setzen.

Außer den im Salzgehalt zum Ausdruck gelangenden mineralischen Mengteilen sind im Meerwasser aber auch noch Gase vorhanden: überall atmosphärische Luft und Kohlensäure, hie und da auch Schwefelwasserstoff.

Mit der Luft kommt das Seewasser an seiner Oberfläche durch die Wellenbewegung, namentlich bei Stürmen durch das Flugwasser, in sehr innige Berührung, wie ja auch umgekehrt die Luft über dem Meere feinen Salzstaub enthält, der selbst bei mäßigen Winden sich leicht auf Brillengläsern sichtbar niederschlägt und unter Umständen sogar an den Küsten der Vegetation verderblich wird, wenn diese ihm ungeschützt ausgesetzt ist.

Der Luftgehalt des Meerwassers wird von der Temperatur bestimmt, und zwar in der Weise, daß je kälter das Wasser ist, desto mehr Luft absorbiert wird. Da nun im allgemeinen die Temperatur mit der Tiefe abnimmt, so steigt im Meer der Luftgehalt mit der Tiefe, und zwar so regelmäßig, daß man auch im Bodenwasser der tiefsten ozeanischen Becken genau die Quantität Luft beigemengt auffand, die es besitzen würde, wenn es bei gleicher Temperatur an der Oberfläche geschöpft worden wäre. Das ist sehr merkwürdig und ein Beweis dafür, daß dieses jetzt in den größten Tiefen lagernde Wasser einmal mit der Atmosphäre in Berührung gekommen, also in den kalten Regionen der Erde an der Oberfläche gewesen sein muß. Auch auf diese Thatsache kommen wir später noch zurück.

Als Maß für die erwähnten Bestimmungen des Luftgehalts diente hierbei den Chemikern der Stickstoff. Bekanntlich ist Luft ein Gemenge aus diesem und aus Sauerstoff; der Stickstoff allein aber zeigt in seinem Auftreten im Meerwasser ein meist regelmäßiges Verhalten zur Temperatur. Tornöe fand in einem Liter Meerwasser von 0^0 Temperatur 14,4 *kbcm* Stickstoff absorbiert und konnte nach einer einfachen Formel für eine gegebene andere Temperatur die Stickstoffmenge genau berechnen. Hamberg zeigte, daß daneben auch Schwankungen des Salzgehalts von einiger, wenn auch untergeordneter Bedeutung sind. Karl Brandt hat aber neuerdings erwiesen, daß durch die Thätigkeit gewisser im Seewasser weit verbreiteter Bakterien auch Stickstoffgas aus Nitriten und Ammoniak abgeschieden und so der Meerwasserluft zugeführt werde: hier hat sich der Forschung ein ganz neues Feld eröffnet, und der gesamte Stoffumsatz im Meer erscheint immer verwickelter.

Deutlicher bekannt ist das Verhalten des Sauerstoffs, und zwar ist hier ein Unterschied an der Oberfläche und in den verschiedenen Tiefenschichten vorhanden. Während in 100 Liter atmosphärischer Luft 21 Liter Sauerstoff und 79 Liter Stickstoff mit größter Beständigkeit durcheinander gemengt enthalten sind,

wird schon in chemisch reinem Wasser verhältnismäßig mehr Sauerstoff absorbirt als Stickstoff, und zwar nach Dalton 35 Raumteile Sauerstoff gegen 65 Stickstoff. Ganz ebenso fand Buchanan,der Chemiker der Challenger-Expedition, die Luft im Oberflächenwasser der Meere durchweg reicher an Sauerstoff: in der Passatzone nahm dieser 33 bis 34, in höheren Breiten 35 Volumprozente ein, also 13 bis 14 mehr als in der freien Atmosphäre. Prof. Jacobsen fand im Nordseewasser 34 Raumprozente Sauerstoff, 66 Stickstoff; Tornöe im europäischen Nordmeer einmal sogar 36,7 Prozent Sauerstoff. Diese Schwankungen sind hauptsächlich von der Wassertemperatur abhängig; je niedriger diese ist, desto mehr findet sich an Sauerstoff darin. Aber es sind auch noch andere Ursachen im Spiel, nämlich die Atmungsthätigkeit des vegetabilischen Planktons, wobei Sauerstoff abgeschieden wird. Meeresgebiete mit besonders reichlich vorhandenem Diatomeen- oder Algenplankton zeigen deshalb merklich mehr Sauerstoff als der Temperatur entspricht. Umgekehrt werden die Tiere des Planktons bei ihrer Atmung Sauerstoff verbrauchen: es tritt dann ein Deficit an solchem auf, während die Kohlensäure zunimmt. Immerhin bleibt der verhältnismäßige Reichtum an Sauerstoff in der Meerwasserluft sehr wichtig für die Tierwelt: die an der Meeresoberfläche lebenden Tiere nehmen beim Atmen eine erheblich sauerstoffreichere Luft in ihre Kiemen auf als die freie Atmosphäre sie darbietet; das gilt aber nur für die Oberfläche. In größeren Tiefen nimmt nämlich der Sauerstoffgehalt wieder ab, nach Buchanan sehr erheblich bis zum Niveau zwischen 400 und 800 *m* Tiefe, wo nur noch 11 bis 15 Volumprozente Sauerstoff vorhanden sind; in noch größeren Tiefen steigt dieser dann wieder bis 23 oder 24 Prozent. Buchanan hat die Vermutung ausgesprochen, daß in der Schicht zwischen 400 und 800 *m* ein reicheres Tierleben vorhanden und dies die Ursache größeren Sauerstoffverbrauches sei. Doch bleibt im einzelnen noch vieles problematisch.

Das Gleiche gilt von der Kohlensäure, die nur in besonders sorgfältigen Messungen ihrem ganzen Be-

trage nach aufgefunden werden kann. Hier sind die Methoden von Jacobsen und Pettersson die zuverlässigsten. Tornöe fand im Liter Meerwasser 48 *kbcm* Kohlensäure aufgelöst und konnte im europäischen Nordmeer eine Zunahme derselben mit der Tiefe nicht nachweisen. Letzteres aber will die Challenger-Expedition gefunden haben als Wirkung der niedrigeren Temperaturen der Meerestiefen. Überhaupt zeigt das Auftreten der Kohlensäure ein sehr unregelmäßiges Verhalten.

Schwefelwasserstoff ist besonders im Tiefenbecken des Schwarzen Meeres reichlich vorhanden (bis zu 6.55 *kbcm* im Liter bei 2166 *m* Tiefe) und macht die Räume unterhalb 200 *m* völlig unbewohnbar für Organismen: die starke Ansammlung dieses giftigen Gases ist nur dadurch verständlich, daß das Tiefenwasser bei der Flachheit des Bosporus stagniert und in keiner Weise ventiliert werden kann. Überall tritt Schwefelwasserstoff als Verwesungsprodukt auf und kommt darum nur in der Nähe des Landes vor, so namentlich in den Flußmündungen und entlang den Mangrovesümpfen der tropischen Küsten.

Das Seewasser unterscheidet sich vom Süßwasser noch durch eine andere Eigenschaft, es schäumt leichter, und zwar um so mehr, je salziger es ist, wie leicht zu beobachten ist, wenn man aus einer Flußmündung in die See hinausfährt; erst wo der Salzgehalt beträchtlich wird, beginnt jenes Brausen und Zischen und Schäumen des Bug- und Kielwassers, das die wahre Freude eines jeden Seglers ist. Es ist wohl kaum zweifelhaft, daß die größere Schwere und innere Zähigkeit des Meerwassers an sich schon solche Schaumbildung begünstigt. Chemisch reines Wasser schäumt gar nicht. Nach Natterer hängt das Schäumen des Seewassers auch mit seinem Fettgehalt zusammen: daß viele der Planktonwesen Fett bilden, ist bereits erwähnt, und daß dieses bei ihrem Absterben sich dem Seewasser beimengt, leicht einzusehen. Das alkalisch reagierende Seewasser verseift nun einen Teil dieses Fettes und bildet fettsaure Salze, die sich im Seewasser auflösen.

Wenn man die Frage aufwirft, woher der Salzgehalt des Meerwassers seinen Ursprung nehme, ob er

von Uranfang an vorhanden oder erst durch die Flüsse hineingeführt sei, so erhält man von den Geologen sehr weit auseinander gehende Antworten. Die Mehrzahl scheint gegenwärtig den Salzgehalt für ursprünglich ozeanisch zu halten, und wenn man eine Zusammenstellung der mineralischen Mengteile im Flußwasser, wie sie Justus Roth gegeben hat, aufmerksam betrachet, so scheint diese Annahme nicht unbegründet. Indem Roth die Analysen von Wasser aus Rhein, Weichsel, Rhone, Loire, Themse, Nil, St. Lorenz und Ottawa zur Berechnung eines Mittels für das Flußwasser und Forchhammers Bestimmungen für das Ozeanwasser benutzt, erhält er unter 100 Gewichtseinheiten ihrer Mineralbeimengung:

	in den Flüssen	im Meer
Karbonate . . .	60·1	0·2
Sulfate	9·9	10·3
Chloride	5·2	89·5
Verschiedenes*) .	24·8	0·0
	100·0	100·0

Die Chlorverbindungen, welche dem Meerwasser seinen eigentlichen Charakter geben, können demnach von den Landgewässern nicht leicht hergeleitet werden. Auch machen sämtliche mineralischen Mengteile des Flußwassers nur $^1/_{5000}$ bis $^1/_{6000}$ des Wassergewichts aus, sind also absolut und relativ sehr unbedeutend.

Schöpft man Seewasser in geringen Mengen etwa in einem Wasserglase, so ist es vollkommen farblos und so durchsichtig, wie das klarste Quellwasser auf dem Lande. Diese Durchsichtigkeit des Meerwassers ist natürlich im höchsten Grade wichtig für das Eindringen von Licht- und Wärmestrahlen in größere Tiefen, wo diese den Organismen zu statten kommen können. Dennoch sind systematische Untersuchungen darüber leider nur selten angestellt worden, obwohl von Humboldt und Arago an alle Autoritäten solche empfohlen haben.

*) Kieselsäure, Thonerde, Eisenoxyd, organische Substanz u. s. w.

Soviel man aus den vorliegenden Angaben urteilen kann, ist die Durchsichtigkeit örtlich in der That sehr verschieden. Einzelne Tropen- und Subtropenmeere, wie das Mittelländische und Karibische, sind seit alters gerühmt worden wegen der krystallenen Klarheit ihrer Gewässer, und von dem sonst gar nicht durch verlockende Reize ausgezeichneten Roten Meer hat besonders Georg Schweinfurth die magischen Effekte einer windstillen Vollmondnacht geschildert, wo der silberne Schein dieses Gestirns Luft und Meer in gleicher Klarheit durchleuchtet: die Barke schwimmt alsdann gleich einem Luftschiff in einem einheitlichen durchsichtigen Medium, denn auch die Tiefen der See, erhellt vom senkrecht einfallenden Mondlicht, gleichen dem Himmel über dem Beschauer, und Scharen geheimnisvoller Wesen sieht dieser in buntem Getümmel tief zu seinen Füßen. Im orientalischen Märchenkreise von 1001 Nacht finden wir solche Beobachtungen in Korallenmeeren ausgestaltet zu phantastischen Vorstellungen von unterseeischen Königreichen in paradiesischen Gefilden mit einer dichten Bevölkerung in Prachtbauten von ungeahntem Glanze.

Von Bouguer, der sich von 1735—1744 in Südamerika authielt, liegt die Nachricht vor, daß er in den Tropenmeeren weißen Sandgrund häufig in 30 bis 40 *m* Tiefe deutlich gesehen habe. Aber auch aus den Polarmeeren, insbesondere der Spitzbergensee, rühmt William Scoresby die unglaubliche Klarheit des Wassers, so daß einst, wie er berichtet, Kapt. Hood im Jahre 1676 bei Nowaja Semlja den Meeresboden und sein Tierleben angeblich noch auf 80 Faden wahrgenommen haben soll (wahrscheinlich sind Fuß gemeint, also 25 *m*, was aber noch bemerkenswert genug bleibt.)

Exakte Messungen im offnen Ozean hat auf Horners Veranlassung schon Otto von Kotzebue auf seiner ersten Weltumsegelung (1817) mehrfach im tropischen Teile des Pazifischen Ozeans angestellt, wobei er sich leider roter Tuchstücke bediente, die, wie nicht anders zu erwarten, schon auf 25 bis 30 *m* Tiefe nicht mehr sichtbar waren. Einmal aber, in 10^0 n. Br., 152^0 östl.

Länge, versenkte er einen weißen Teller, der dann noch bis 49 *m* erkennbar blieb. — Ebenfalls im Pazifischen Ozean hat, wie Arago berichtet, auf der Überfahrt von den Wallisinseln nach dem Mulgrave-Archipel, also etwa in der Nähe der Ellicegruppe, Kapt. Bérard im Jahre 1845 einmal einen weißen Teller versenkt und bis 40 *m* Tiefe noch wahrgenommen. — Auch Ch. Wilkes hat auf seiner Weltumsegelung mit einem amerikanischen Geschwader (1838—1842) einige Male die Durchsichtigkeit des Wassers, namentlich in den antarktischen Gebieten, untersucht. Hier war die größte Tiefe, in welcher ein weißer Gegenstand noch gesehen wurde, in der Nähe der Eiskante in etwa 63° s. Br. und 100° ö. L. nur 20 *m* bei schlichtem Wasser und schönem Wetter. Im tropischen Teil des Stillen Ozeans fand er Sichttiefen von 31 *m*.

Systematischer sind die Untersuchungen, welche im Jahre 1865 Cialdi, seinerzeit Kapitän der päpstlichen Korvette „L'Immacolata Concezione", angestellt und welche der berühmte Astronom Secchi bearbeitet hat. Cialdi benutzte weiß gestrichene, über eiserne Rahmen gespannte Segeltuchflächen von etwas über 2 *m* Durchmesser, da kleinere Scheiben durch die von den Wellen gekräuselte Oberfläche des Meeres leicht so verzerrt gesehen werden, daß der Moment, wo die Sichtbarkeitsgrenze erreicht ist, sich nicht genau genug feststellen läßt. Die Beobachtungen wurden ferner nur bei Sonnenschein vorgenommen, und zwar so, daß der Beobachter selbst an der beschatteten Seite des Schiffes oder Bootes stand und sein Auge niemals höher als 3 oder 4 *m* von der Wasserfläche entfernt war. Die Scheiben wurden im Meerbusen von Gaëta bis auf 42.5 *m* Tiefe gesehen. Diese Versuche sind von den Professoren der Marine-Akademie in Fiume, Luksch und Wolff, im Adriatischen und Jonischen Meere wiederholt worden und ergaben als Maximalgrenze der Sichtbarkeit einer großen weißen Scheibe nahe bei der Insel Zante am 6. August 1880 sogar 54 *m*. In der Ostsee und Nordsee hat Kapitän z. S. Aschenborn auf S. M. S. „Niobe" in den Sommern 1887 und 1888 ebenfalls mit 2 *m* großen Scheiben be-

obachtet: er fand als größte Sichttiefen in der Kieler Bucht vor Bülk einmal 16 *m*, im Nordcanal der Irischen See 22 *m*. Die größten Sichttiefen mit diesen großen Scheiben sind aber auf der Plankton-Expedition in der Sargassosee gemessen worden, einmal 58, ein zweites Mal 66.5 *m*. Auf den Untersuchungsfahrten des österreichisch-ungarischen Dampfers „Pola" im östlichen Mittelmeer sowie im Roten Meer hat Luksch wieder kleinere, weiß gemalte Scheiben von 45 *cm* Durchmesser benutzt: sie waren an der syrischen Küste (33° 47′ n. Br., 34° 8′ ö. L.) noch in 60 *m* sichtbar, im nördlichen Roten Meer bis 50 *m*, im südlichen dagegen nur bis 39 *m*. Überall zeigt sich, daß diese Sichttiefen von der Höhe der Sonne über dem Horizont nur wenig abhängen; stürmisches Wetter aber die Durchsichtigkeit des Wasser rasch und nachwirkend vermindert, auch wenn in der Nähe vorher bei Windstille die größten Sichttiefen gefunden waren. Es scheint also die innige Vermischung von Wasser und Luft im stürmischen Seegang die Durchsichtigkeit der oberen Schichten zu vermindern. Daß dies im flachen Küstengebiet und allgemein auf den verkehrsreichen Reeden und Häfen besonders deutlich auftreten muß, läßt sich erwarten und haben neuere wie ältere Beobachter genügend festgestellt: im Hafen von Kiel verschwindet eine 2 *m* breite Scheibe schon in 4 *m* Tiefe.

Alle diese Versuche zeigen noch nicht, wie tief eigentlich das Sonnenlicht in die Tiefen hineindringt. Denn die versenkte Scheibe entschwindet dem Auge nicht etwa darum, weil das Licht auf dem Wege zur Scheibe und zurück zum Auge völlig vom Wasser verlöscht wird, sondern vielmehr darum, weil wir den Unterschied der Helligkeit und Färbung der Scheibe und des umgebenden Wassers nicht mehr bemerken können. Die weiße Scheibe erschien in der leuchtend blauen Sargassosee beim Versenken wie ein blaßblaues Wölkchen, das sich mehr und mehr blau färbte und schließlich nicht mehr vom blauen Seewasser zu unterscheiden war.

Ein sehr viel besseres Hilfsmittel würde eine ihrer Intensität nach genau bekannte Lichtquelle, etwa eine

elektrische Lampe, liefern, die man nachts in die Tiefe senkt, bis das Licht entschwindet. Obwohl moderne Seeschiffe über elektrisches Licht und oft lange Kabel verfügen, ist dieses Verfahren nur sehr vereinzelt angewendet worden. Spindler und Wrangel haben im Schwarzen Meer beobachtet, dass ihre 8 Kerzen starke Lampe im Küstenwasser vor Batum bei 2·1 *m*, nördlich von Sinope im tiefen warmen Wasser erst bei 43 *m* und weiter im Norden des Beckens erst bei 77 *m* Tiefe verschwand.

Häufiger hat man die Lichtwirkungen auf photographischem Papier in den Tiefen untersucht. Nach einigen verfehlten Versuchen der Challenger-Expedition waren jene der Schweizer Zoologen Fol und Sarrasin im Juli 1890 im klaren Wasser des Mittelmeers, 18 Sm. von der Rivièra entfernt, erfolgreich, indem sie noch in 465 *m*, aber nicht mehr bei 480 *m*, Schwärzungen der photographischen Platten erzielten, während Karl Chun vor Capri noch in 500 und 550 *m*, und Luksch im östlichen Mittelmeer ebenfalls bei 550 *m* noch Belichtungen nachzuweisen vermochte. Auf diesem Wege wird aber nicht alles in das Wasser eindringende Licht nachgewiesen, sondern nur das chemisch wirksame, also vorzugsweise der blaue, violette und überviolette Teil des Spektrums, während die roten Strahlen ausfallen. Freilich sind diese, wie aus der eigenen blauen Farbe des Seewassers schon geschlossen werden kann, in den Tiefen überhaupt von geringer Bedeutung, da sie schon in den obersten Wasserschichten absorbiert werden.

Ein weiteres Hilfsmittel zur Beurteilung der Durchsichtigkeit geben uns die im Meere selbst lebenden Organismen an die Hand. Nach den Beobachtungen G. Bertholds zeigen schattenliebende Formen von Meeresalgen im Golf von Neapel noch in 80 bis 100 *m* Tiefe krankhafte Veränderungen, die auf eine ihnen schon nicht mehr zusagende Fülle von Sonnenlicht hinweisen, und aus 120 bis 130 *m* Tiefe hat dieser Botaniker noch ganz gesunde Algen mit dem Scharrnetz bei Capri, Ventotene und Ponza heraufgeholt. In den nordischen Meeren dagegen gehen lebende Algen bei Weitem nicht

so tief: in der Ostsee nach Reinke nicht über 50, im Skagerrak und bei Nowaja Semlja nach Kjellman nicht über 40 *m*. Wieder zeigen sich also die kälteren Meere weniger durchsichtig. Aber merkwürdig genug bleibt, dass die modernen Tiefseeforschungen, zuerst die Plankton-Expedition, noch in 2000 *m* Tiefe eine grüne kleine Blasenalge (*Halosphaera viridis*) lebend gefangen haben, wie ja auch neben zahlreichen blinden Tiefseetieren nicht wenige mit ganz vollkommenen Augen ausgerüstete aus sehr großen Tiefen heraufgebracht worden sind; und man weiß lange, daß in absoluter Dunkelheit lebende Tiere, wie die Bewohner der Höhlenteiche, ihre Sehwerkzeuge vollständig zu verlieren pflegen. Hier liegen noch mancherlei Rätsel vor, deren Lösung große Schwierigkeiten bietet: man könnte an die sehr verbreitete Phosphorescenz vieler Seebewohner denken oder an die Fähigkeit dieser Tiefseeaugen, auch feine Unterschiede in dem verschwindenden Minimum von ultraviolettem Licht, das in jene Abgründe eindringen kann, noch auf ihrer Netzhaut zu spüren.

Immerhin ist als gewiß anzunehmen, daß in den kälteren Meeren die Durchsichtigkeit im Ganzen geringer sein dürfte wie in den wärmeren; die Ursache hiervon ist eine doppelte. Das Meerwasser hat die merkwürdige molekulare Eigenschaft der Selbstreinigung: es scheidet seine mineralische Trübung in ganz kurzer Zeit als festen Niederschlag aus, während dieselbe Trübung in destilliertem Wasser sich viele Tage lang noch schwebend erhält; je wärmer das Seewasser, um so rascher bewirkt es diese Abscheidung. Daher können die Tropenmeere in ihren obersten sehr warmen Schichten von ungleich größerer Klarheit bleiben als die kühleren Meere. Zweitens hat die moderne Planktonforschung ergeben, daß gerade die kalten Meere besonders reich an Plankton sind. Kein Sonnenstrahl kann in der Ostsee oder im Nordmeer hundert Meter tief eindringen, ohne durch den Körper eines solchen winzigen Organismus hindurchgegangen zu sein. Die wärmeren Meere sind ungleich ärmer an Plankton, am ärmsten die sehr durchsichtige Sargassosee und das östliche Mittelmeer:

hier fehlt also die lichtabsorbierende Trübung durch schwebende Organismen. In der That zeigte sich überall, wo die Plankton-Expedition die weißen Frieskegel ihrer Netze in geringeren Tiefen schon verschwinden sah, alsbald eine sehr reich entwickelte Planktonwelt.

Diese Trübungs- und Durchsichtigkeitsunterschiede machen sich nun aber besonders deutlich fühlbar in der Farbe des Meerwassers.

Während, wie oben bemerkt, kleinere Quantitäten Seewasser uns völlig klar und farblos erscheinen, tritt eine eigentümliche Färbung desselben schon hervor, sobald weiße Gegenstände in größere Tiefen versenkt werden: diese erscheinen zunächst grünlich, werden dann blaugrün, um endlich, lichtschwächer werdend, dem Auge ganz zu entschwinden. Läßt man durch mehrere Meter lange, innen geschwärzte Röhren, die mit filtriertem Seewasser gefüllt sind, einen Sonnenstrahl hindurchfallen, so erscheint dieser prächtig blaugrün. Dieses Blaugrün, das in den Tropen zu einem leuchtenden reinen Blau*) wird, ist die natürliche Farbe des Seewassers im reflektierten Licht, wo große Wassertiefen gegeben sind. Daher heißt der offene Ozean, die eigentliche Tiefsee, bei den Seeleuten auch wohl das „blaue Wasser". Im Mittelländischen Meer und in der Sargassosee steigert sich diese Farbe bis zum leuchtendsten Kobaltblau, und zwar nicht nur bei hellem Sonnenschein, sondern auch bisweilen bei leicht verschleiertem Himmel, wie schon eine Beobachtung von Goethe auf seiner Überfahrt von Palermo nach Neapel beweist. „Der ganze Himmel," sagt er, „war mit einem weißlichen Wolkendunst umzogen, durch welchen die Sonne, ohne daß man ihr Bild hätte unterscheiden können, das Meer überleuchtete, welches die schönste Himmelsbläue zeigte, die man nur sehen kann." Dieses Blau ist also nicht

*) Eine Lösung von einem Gramm Kupfervitriol in 190 *g* destilliertem Wasser, dem 9 *g* Ammoniak zugesetzt sind, zeigt dieses schöne Blau, wenn man sie in einer Schicht von 5 *mm* Höhe auf einen weißen Teller gießt.

ein bloßer Spiegel des blauen Himmels auf der Wasserfläche, sondern die dem Meer eigentümliche Farbe.

Wo die Tiefen geringer sind, über Bänken und an den Küsten, da wird die Farbe der See beeinflußt durch die des Untergrundes. Besteht dieser aus feinem weißen Sande oder, wie an den tropischen Küsten so häufig, aus Korallen, so erhält das Wasser eine hellgrünliche („apfelgrüne") Färbung: das einsegelnde Schiff bewegt sich dann auf dunkelblauem Fahrwasser. Hier ist auch unsere Ostsee anzureihen, deren Wasser als flaschengrün bezeichnet werden darf. Ein und dasselbe Gebiet kann in seiner Färbung aber auch wechseln; so ist das Wasser der Kieler Föhrde bei ruhiger Luft schön dunkelgrün, nach stürmischem Wetter aber mehr grünlich grau, und der britische Kanal wird dann ganz milchig grün.

Die prächtigsten Lichteffekte werden da beobachtet, wo durch ein besonders klares Wasser von geringer Tiefe ein stark reflektierender Untergrund vom Licht getroffen wird. Der Physiker Aitken tauchte im Mittelmeer bei Mentone eine lange Röhre, deren Wandungen innen geschwärzt waren und vor deren unteren Ende er einen Spiegel angebracht hatte, senkrecht in das Meer: das durch dieses Wasser gegangene, alsdann vom Spiegel durch das dunkle Rohr zurückgeworfene Licht erschien als ein Blau von unbeschreiblicher Pracht. Dieses Experiment ahmt dasselbe nach, was die Natur in der bekannten blauen Grotte von Capri zum Entzücken ihrer Besucher darbietet: die Höhle hat einen so niedrigen Eingang, daß nur kleine Boote in dieselbe eindringen können. So werden nur durch das Wasser gegangene und von diesem und dem Boden reflektierte Sonnenstrahlen das Innere der Grotte erleuchten und als ein blau leuchtendes Feuerlicht wahrgenommen.

Will man die verschiedenen Abstufungen in der Meeresfärbung zwischen Blau und Grün physikalisch erklären, so darf man nicht einfach für jedes flache Wasser die grünen und für alles tiefe die blauen Färbungen annehmen; dem widerspricht die Erfahrung, so die von der Plankton-Expedition 1889 bemerkte hell-

blaue Farbe des Wassers über der Neufundlandbank. Da das letztere weniger Salzgehalt besaß als der blaugrüne Golfstrom bei Schottland, so zeigt sich auch der Salzgehalt allein nicht als maßgebend, wie man ja auch blaue Alpenseen kennt, die gar nicht salzig sind. Auch die Temperatur bringt keine Entscheidung, denn blau ist das 29° warme Wasser des Floridastroms und das nur 5° temperierte der hohen südlichen Breiten. Von entscheidender Bedeutung ist allein die Durchsichtigkeit: je klarer das Wasser, desto blauer ist es. Die schwebende mineralische Trübung läßt das Wasser auf allen flachen Küstengebieten grün erscheinen, und je reicher das Plankton auftritt, desto mehr neigt die Wasserfarbe zum Grünen. So hat Franz Schütt, der Botaniker der Plankton-Expedition, dafür das treffende Schlagwort gefunden: Blau ist die Wüstenfarbe der Meere.

Wo andere als blaue oder grüne Färbungen vorkommen, sind sie ausnahmslos durch Beimengung färbender Körper erzeugt. Das Gelbe Meer ist bekanntlich durch den vom Hwang-ho hineingeführten gelben Löß so gefärbt; andere als rot bezeichnete Meere erhalten diese Farbe angeblich durch organische Beimengungen. So sind im südlichen Teil des Roten Meeres und im Arabischen Meer sehr häufig große Flächen blutrot gefärbt durch massenhaft auftretende mikroskopische Algen. Doch ist das Rote Meer, wie Karl Ritter erwiesen hat, unzweifelhaft nach den Erythräern oder dem „roten Volk“ der Alten benannt. — Im Bereiche des Indischen Ozeans treten auch andere Färbungen auf, so milchweiße oder gelbliche, oft zur Beunruhigung der Seefahrer, welche unter dem helleren Wasser verborgene Untiefen fürchten, bis eine von der Oberfläche der See geschöpfte Probe ihnen die Ursache enthüllt. Besonders starke Wucherungen des vegetabilischen Planktons kennt man unter dem Namen der Wasserblüte in der Ostsee, aber auch anderwärts, wie an der tropischen Küste Brasiliens, wobei das Wasser eine trübe, gelblichgrüne Farbe annehmen kann. — Im Südatlantischen und Südpazifischen Ozean sind von den Kap Horn-Fahrern sehr häufig rote Streifen von beträchtlicher Länge

angetroffen worden, die aus Scharen kleiner brauner Krebse zu bestehen pflegen, wie schon die Holländer im Jahre 1599 vor Entdeckung des Kap Horn berichteten. In den Polarmeeren sind einzelne olivengrün gefärbte Stellen unzweifelhaft auf Diatomeenschwärme, die sich dort ansammeln, zurückgeführt worden, so die schon von William Scoresby im Grönlandmeer westlich von Spitzbergen so anschaulich beschriebenen grünen Streifen. Ebenso hat James Clark Ross in der Nähe des Antarktischen Eises vielfach ein durch rostfarbene Diatomeen schmutzig braun gefärbtes Meer gefunden.

Zum Schluße mag noch darauf hingewiesen werden, daß solche Bezeichnungen wie das „Weiße“ oder „Schwarze“ Meer nicht von der Wasserfarbe hergenommen sein können, denn in beiden Fällen weicht sie von der normalen kaum ab. Vielmehr scheint hier der orientalische Sprachgebrauch im Spiel zu sein, der mit den Ausdrücken weiß und schwarz eine übertragene Bedeutung verbindet; „weiß“ ist das angesehenere, vollkommene, heilige, „schwarz“ das verächtlichere, untaugliche, heidnische. Das Weiße Meer mit seinem Wallfahrtsorte Ssolowetzk konnte darum sehr wohl gegen das von Mohammedanern umwohnte Schwarze Meer in Gegensatz treten. Es kann aber auch im letzteren Namen außerdem noch die Bedeutung der Gefährlichkeit, der Hafenarmut liegen: „Das schon von alters her so verrufene Schwarze Meer,“ sagt Moltke in seinen berühmten Reisebriefen aus der Türkei, „ist weder stürmischer noch so oft von Nebeln bedeckt wie unsere Ostsee, und Untiefen und Klippen wie jene hat es gar nicht. Die große Gefahr besteht hauptsächlich im Mangel an geschützten Reeden und gesicherten Häfen.“ Darum bedeutet das russische *tschornoje more* und türkische *kara-denghis* im Grund nichts anderes als das altgriechische *axeinos,* die Ungastlichkeit.

2. Die Wärmeverteilung.

Wir sahen oben, daß zwar die blauen und violetten Strahlen des Sonnenlichts nachweislich über 500 *m* tief in das Meer eindringen können, daß aber die roten

und gelben Strahlen, die vorzugsweise Träger der Sonnenwärme sind, bereits in den obersten Schichten absorbiert werden. Wie tief sich überhaupt am Tage die Sonne nach der Tiefe hin wärmend bemerkbar macht, wissen wir noch nicht; ihre Wirkung wird, abgesehen von der geographischen Breite, in jedem einzelnen Falle von der Bewölkung und der vorangegangenen nächtlichen Abkühlung abhängen. Aus den wenigen vorliegenden Versuchen aber darf man annehmen, daß

Fig. 47.

Princesse Alice II, der Forschungsdampfer des Fürsten Albert von Monaco.

in den tropischen Meeren, wo die Strahlen senkrecht einfallen können, dem Einflusse der Sonnenwärme nur eine oberflächliche Schicht von höchstens 150 *m* Dicke unterworfen sein wird. Darunter liegen Schichten, welche hiervon um so unabhängiger werden, je tiefer man hinabgeht. Aber ganz unabhängig sind sie doch nicht; wo eine lebhafte Verdunstung an der Meeresoberfläche stattfindet, werden die Wasserteilchen salziger, also schwerer und so genötigt, in die Tiefe zu sinken. Dabei nehmen sie die an der Oberfläche empfangene Tempe-

ratur mit. Die auf diesem Wege erzeugte Zufuhr von Wärme in tiefer liegenden Schichten hinein darf man auch nicht überschätzen: wir haben schon darauf hingewiesen, daß im Passatgebiet nur eine Oberflächenschicht von 200 *m* Dicke einen etwas größeren Salzgehalt hat (s. oben S. 119). Ganz unbedeutend ist die molekulare Wärmeleitung des Wassers aus den warmen Oberflächenschichten in die Tiefe nach unten.

Auf hoher See, zumal unter den Tropen, hält sich die Temperatur der Meeresoberfläche innerhalb eines Tages fast konstant: aus den sorgfältigen Beobachtungen der Challenger-Expedition im Nordatlantischen Ozean südlich von 40° n. Br. hat Buchan als mittleren Unterschied der höchsten und niedrigsten Temperatur bei Tag und in der Nacht nur 0·3° C. berechnet. Die Ursache besteht im Wesentlichen darin, daß bei Tage ein großer Teil der Wärme durch Verdunstung des Wassers gebunden wird, und bei Nacht die abgekühlten Wasserteilchen der Oberfläche, weil sie schwerer werden, versinken, und durch relativ wärmere, leichtere und darum aus der Tiefe aufsteigende verdrängt werden. Das gilt aber nur für tiefes Wasser, auf flacherem Wasser in der Nähe des Landes werden die Schwankungen größer: hier erwärmen die Sonnenstrahlen die verhältnismäßig dünne Wasserschicht bis zum Boden hinunter, und in der Nacht giebt das Wasser wieder einen Teil dieser Wärme durch Ausstrahlung ab, und dieser Verlust wird bis zum Sonnenaufgang nicht wieder ergänzt, weil von unten her Wasser nicht nachdringen kann.

Auch die jahreszeitlichen Schwankungen der Temperatur sind für die Meeresoberfläche viel geringer als sie sich für die Luft auf dem Lande ergeben. Die höchste Wärme in 10° n. Br. im Nordatlantischen Ozean, westlich von den Kapverdischen Inseln beträgt etwa 27·5° (im September), die niedrigste 24·8° (im März), also die jährliche Schwankung nur 3·4°; ebenso schwankt im Osten von Westindien die Wasserwärme von 25° im März bis 28° im September. In höheren Breiten werden diese Unterschiede beträchtlicher: die vom briti-

schen Kanal nach Neu-York bestimmten Postdampfer durchlaufen bis in die Nähe der Neufundlandbänke, wo das Wasser sehr viel kälter wird, eine Temperatur, die im Februar an 11°, im August 16° beträgt. Hier also sind die Schwankungen noch nicht doppelt so groß wie in den Tropen. Nach den Zusammenstellungen von G. Schott und Sir John Murray kommen die größten Schwankungen da vor, wo sich im Winter das Seewasser seinem Gefrierpunkt (— 2·8°) nähert, während im Sommer tropisches Wasser herbeigeführt wird. Dies ist an zwei Stellen der Fall, im Osten von Neuschottland und im Osten vom nördlichen Japan; beidemale liegen diese äußersten Temperaturen um rund 31° auseinander. Im Allgemeinen sind die jahreszeitlichen Schwankungen am größten in 40° s. und 40° n. Br., nicht in den polaren Breiten. — Die wärmsten Meeresteile sind der nördlichste Zipfel des Persischen Golfs mit 35·6° und, in den offenen Ozeanen, das westpazifische Tropengebiet, wo vereinzelt bis zu 32° abgelesen worden ist. — Die Temperatur der Luft über dem Meer ist übrigens nach W. Köppens Untersuchungen fast immer etwas niedriger als die der Meeresoberfläche. Meist bleibt dieser Unterschied unter 1°, nur in den Polarregionen geht er darüber hinaus.

Die räumliche Verteilung der Oberflächen-Temperaturen, welche wir in den zwei umstehenden Karten zum Ausdruck bringen, ist leicht verständlich, wenn man die Richtung der Meeresströmungen beachtet, weshalb vieles Auffallende später mit diesen zugleich seine Erklärung finden wird. Die Linien gleicher Wasserwärme lassen erkennen, daß mehr als die Hälfte der Meeresflächen über 20° erwärmt ist, mehr als $^2/_5$ aber über 24°. Im Ganzen sind die Meere der nördlichen Hemisphäre etwas wärmer als die der südlichen; über 24° warm sind im Jahresdurchschnitt 55 Proz. der nördlichen, aber nur 45 Proz. der südlichen. Die mittlere Temperatur der gesamten Meeresoberfläche ist angenähert auf 17·7° anzusetzen. Nach Sir John Murrays Berechnungen sind (im Jahresmittel) 22 Proz. über 26·7°, 73 Proz. über 10°, 6 Proz. unter 0° erwärmt.

Soviel von der Temperatur der Meeresoberfläche.

Nunmehr soll uns die senkrechte Verteilung der Temperaturen im Innern der Wasserbecken, die Wärmeschichtung der Meere, beschäftigen.

Die Kenntnisse, welche die Alten hiervon besaßen, gipfeln in der sehr allgemeinen Behauptung des Aristoteles, daß das Meer an der Oberfläche wärmer sei als in der Tiefe. Wirkliche Beobachtungen in dieser Richtung reichen nicht über den Anfang des 17. Jahrhunderts zurück, ohne daß die ersten Versuche von wissenschaftlichem Erfolge begleitet gewesen wären. So hatte Graf Marsilli (ca. 1720) im Golf von Lion wohl Thermometer am Meeresboden deponiert, aber die Skala seiner Instrumente läßt sich mit den jetzt in Gebrauch befindlichen nicht in Beziehung bringen. Graf Buffon jedoch sprach es schon (ca. 1750) sehr deutlich aus, daß in den Tiefen der Meere sehr niedrige Temperaturen herrschen müßten. Er berief sich dabei auf einen von Boyle berichteten Versuch: man hatte auf der Fahrt nach Ostindien unter 37^0 s. Br. ein 35 Pfund schweres Senkblei in 400 Klafter (etwas über 700 *m*) Tiefe versenkt und als es herausgezogen worden, konstatiert, daß es sich so kalt anfühlte „wie ein Stück Eis. Die Reisenden zur See," sagt er weiter, „pflegen auch bekanntermaßen, wenn sie ihren Wein kühlen wollen, die Flaschen viele Klafter tief ins Meer herabzulassen: je tiefer man den Wein versenkt, desto kälter wird er heraufgezogen."*)

Ungefähr um dieselbe Zeit, als Buffon dies schrieb, waren auch die ersten Messungen der Temperaturen in größeren Meerestiefen versucht worden. Es war der schon oben (S. 37) erwähnte Kapt. Ellis, welcher im Jahre 1749 westlich von den Kanarischen Inseln (in $25^0\,13'$ n. Br., $25^0\,12'$ w. L.) ein metallenes Schöpfgefäß,

*) Diese Methode, in den Tropen ein kühles Getränk sich zu verschaffen, scheint gegenwärtig, im Zeitalter der Eismaschine, in Vergessenheit geraten zu sein; doch ist zu bedenken, daß der Kork der Flasche schon in verhältnismäßig geringen Tiefen dem Wasserdruck nachgeben und so Seewasser in die Flasche eindringen muß.

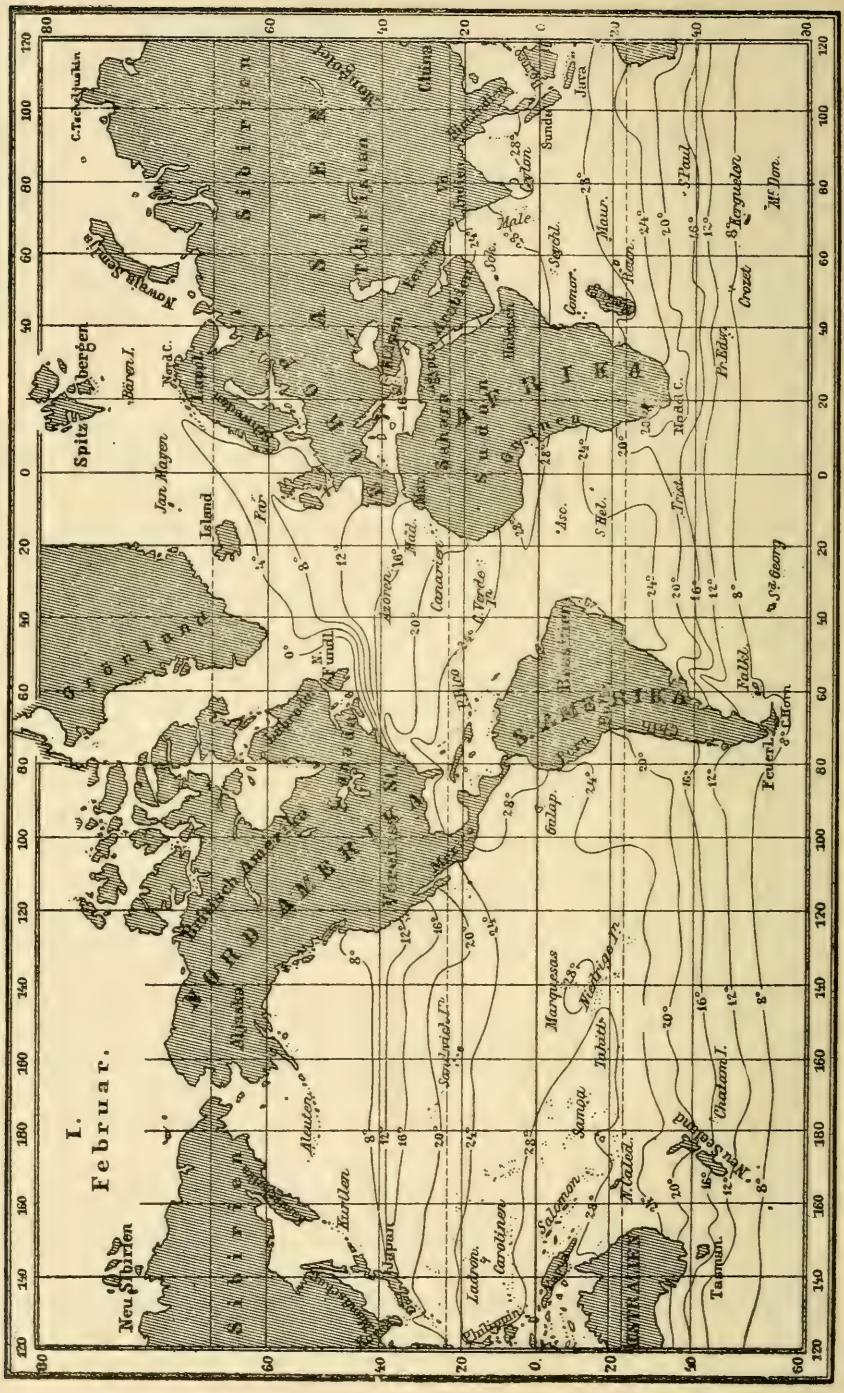
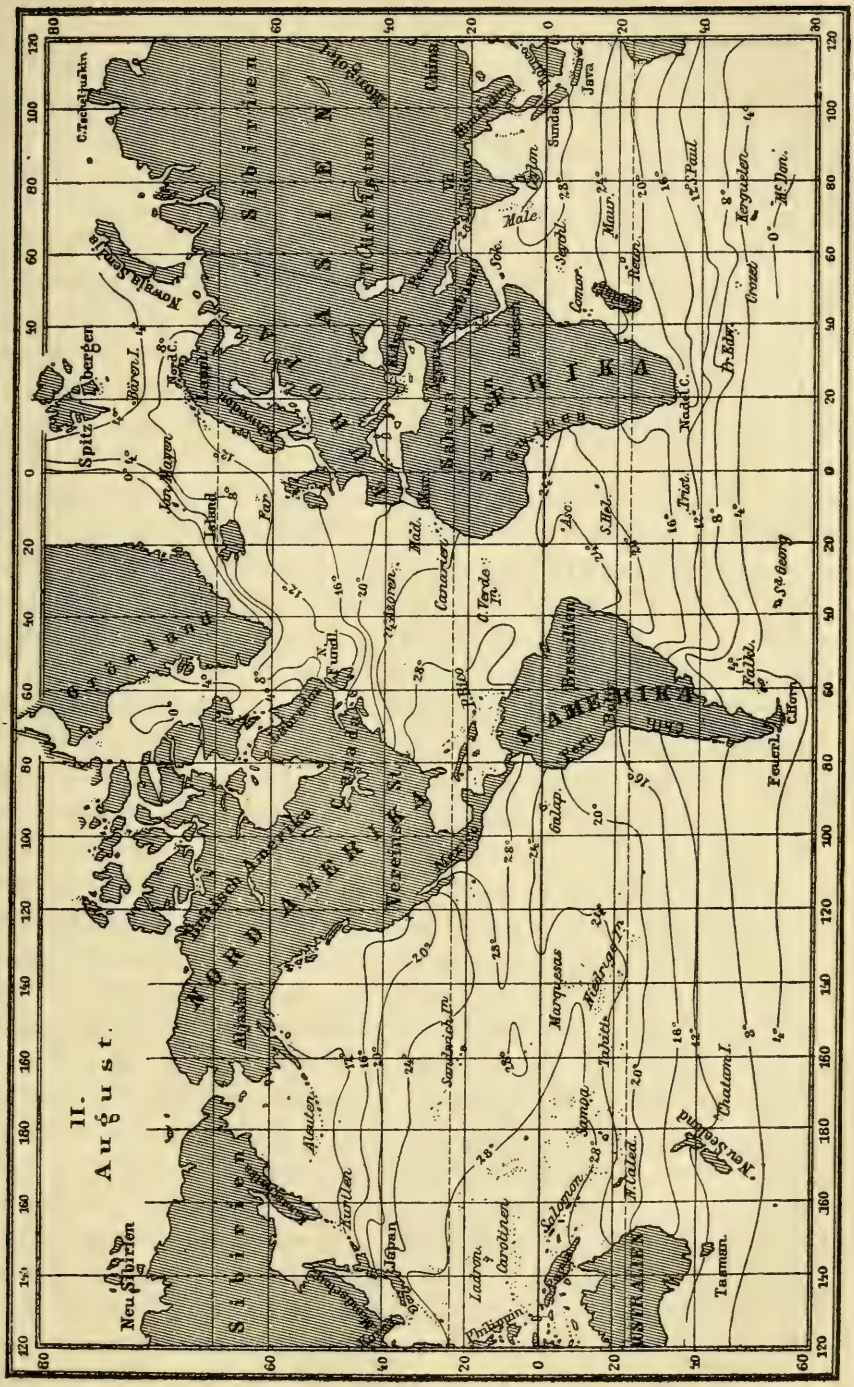

I.
Februar.
Nordpolarmeer
Nordamerika
Grönland
Spitzbergen
Nordasien
Sibirien
Europa
Asien
Afrika
Südamerika
Südpolarmeer
Australien
Neu Seeland
Neu Guinea
Neu Britannien
Neu Irland
Neu Caledonien
Neu Hebriden
Salomon
Marquesas
Samoa
Tahiti
Galapagos
Sandwich
Aleuten
Kurilen
Japan
Philippinen
Carolinen
Ladronen
Sunda
Java
Ceylon
Malediven
Mauritius
Réunion
Madagascar
Comoren
Seychellen
Azoren
Canarien
Kapverden
Madeira
Bermuda
Bahama
Antillen
Jamaica
Trinidad
Galapagos
Feuerland
Falklandinseln
Südgeorgien
Tristan
Ascension
St. Helena
Kerguelen
Crozet
Prinz Edwards
Paul
Amsterdam
Chatham I.
Auckland
Tasmanien
Neu Seeland
Jan Mayen
Island
Faröer
Nordkap
Spitzbergen
Bären I.
Nowaja Semlja
Kolguew
Waigatsch
Nordkap
Petersburg
Archangel
Moskau
Kasan
Orenburg
Astrachan
Kaukasus
Kaspisee
Aralsee
Persien
Persischer Golf
Arabien
Rothes Meer
Abessinien
Nubien
Sahara
Nigerland
Guinea
Kongo
Benguela
Kapstadt
Kapland
Natal
Mozambique
Madagascar
Mauritius
Réunion
Comoren
Seychellen
Sansibar
Zanzibar

Fig. 49.

Linien gleicher Wassertemperaturen an der Meeresoberfläche.



das sich beim Aufholen automatisch verschloß und im Innern ein Thermometer trug, bis 1630 *m* versenkte und daselbst eine Temperatur von 11·7° fand: nach dem heutigen Wissen um 6° zu viel, schon weil das aus der Tiefe geschöpfte, aber nur von dünnem Blech umschlossene Wasser beim Aufholen durch die oberen wärmeren Schichten seine niedrige Temperatur verlor. Mit demselben von Dr. Hales konstruierten Schöpfthermometer arbeitete auch Forster auf Cooks zweiter Weltumsegelung (1772 bis 1775), ohne jedoch 200 *m* zu überschreiten. Es wären dann noch weitere Versuche (von Dr. Irving mit Lord Mulgrave bei Spitzbergen 1773, Horner auf Krusensterns Weltumsegelung 1803—1806, Scoresby 1810—1822) zu erwähnen, welche sämtlich eine Zunahme der Temperaturen in den Meeren höherer Breiten beobachteten. Hier trat störend der Umstand ein, daß die Instrumente (meist Six's Indexthermometer) gegen den Druck der Wassermassen in den großen Tiefen nicht geschützt waren. Die Thermometerkugel wurde, je tiefer man sie hinabließ, von dem Gewicht des darüber lastenden Wassers desto stärker zusammengedrückt, so daß in den Polarmeeren, wo geringe Unterschiede in den Wärmegraden der Wasserschichten die Regel sind, sogar eine Zunahme der Temperatur mit der Tiefe sich ergeben konnte. Einige hiervon abweichende Beobachtungen von John Roß im Jahre 1818 in der Baffinsbai, wobei einmal die enorm niedrige Bodentemperatur von −3·5° C. in 1240 *m* Tiefe beobachtet war, wurden verworfen und vergessen, da einzelne Theoretiker behaupteten, daß Seewasser bei so niedrigen Temperaturen nicht in den Tiefen verharren könne, sondern aufsteigen müsse, da dieses ebenso wie Süßwasser bei +4° C. seine größte Dichtigkeit erreiche. Selbst die davon abweichenden Resultate, wie sie von Lenz auf Grund seiner eigenen, und von Arago auf Grund mehrerer französischer Weltumsegelungen veröffentlicht wurden, fanden keinen allgemeinen Anklang, nachdem Dumont d'Urville 1826—1829 und James Clark Roß 1839—1841 durch eine große Anzahl von Thermometerablesungen die Tiefenschicht mit der beständigen

Temperatur von 4° C. in den höheren südlichen Breiten aufgefunden hatten. Lenz und Du Petit Thouars dagegen hatten mit besser arbeitenden Instrumenten beobachtet, daß in den Tropen die Temperaturen mit der Tiefe abnehmen, so daß der erstere im Nordatlantischen Ozean in 7° 20′ n. Br., 22° w. L. v. Gr. für 1050 *m* Tiefe nur 2·2° C., der andere in 4° 23′ n. Br., 20° 7′ w. L. v. Gr. für 1130 *m* Tiefe 3·2° abgelesen hatte, gegenüber 25·8° resp. 27·0° Wärme an der Oberfläche; es war ihnen auch schon weiter aufgefallen, daß gerade unter dem Äquator die Wärmeabnahme verhältnismäßig schneller erfolge als unter den Wendekreisen. Aus alledem haben Lenz, Arago und Humboldt bereits auf unterseeische Strömungen geschlossen, durch welche das kalte Wasser aus den höheren Breiten dem Äquator zugeführt werde. Alles das aber blieb Jahrzehnte hindurch unbeachtet oder wurde doch nicht seinem vollen Werte nach gewürdigt, auch nachdem die Amerikaner bei ihren Untersuchungen des Golfstroms an ihren Küsten Temperaturen in den größeren Tiefen festgestellt hatten, die sich nur wenig über 0° erhoben. Es half auch noch wenig, daß mehrere Physiker, wie Erman, Despretz und Karsten, später auch Zöppritz, durch Experimente erwiesen, daß die größte Dichtigkeit des Seewassers erst bei Temperaturen unter 0° erreicht werde und zwar bei um so niedrigeren, je größer der Salzgehalt war. Diese Versuche wurden als „Kabinettsphysik“ verworfen, weil sie angeblich den Verhältnissen in der Natur nicht vergleichbar wären, und weil eben d'Urville und Ross das Gegenteil beobachtet hätten.

Da kam mit den Jahren 1868 und 1869 helles Licht in diese Verwirrung. Zur Erforschung der in den Tiefen des Meeres lebenden Tiere war von der englischen Regierung eine Expedition an Bord des Dampfers Lightning ausgerüstet worden, welche mit guten, gegen die Druckänderungen in den Tiefen geschützten Thermometern versehen war. Diese fand sehr niedrige Temperaturen in einer schmalen tiefen Rinne zwischen den Färöer und Nordschottland, so u. a. in 60° 10′ n. Br. und 6° w. L. in genau 1000 *m* Tiefe —1·2° C. Diese

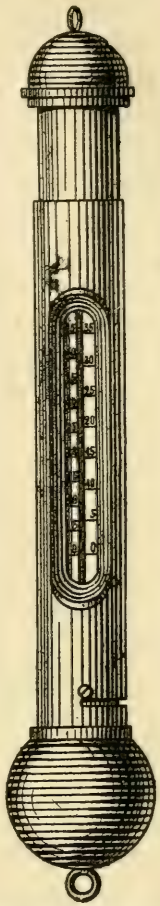
Rinne wurde im zweiten Jahre (1869) durch dieselben Gelehrten an Bord des Vermessungsschiffes Porcupine untersucht und hier, wie dann auch im angrenzenden Atlantischen Ozean, die sehr niedrigen Bodentemperaturen von $2{\cdot}5^0$ festgestellt. Nun verloren die älteren Beobachtungen von J. C. Ross ihre Autorität, und man besann sich allgemein auf die Behauptung der Physiker und die abweichenden Beobachtungen von Lenz, Du Petit Thouars und den Amerikanern. Nachdem die Porcupine auch im Sommer 1870 noch die Gewässer an der portugiesischen Küste und das Mittelländische Meer besucht hatte, wurden die Vorbereitungen getroffen zur Entsendung der großen Expedition an Bord des Challenger, von der wir bei einer früheren Gelegenheit schon gesprochen haben. Neben den Messungen der Meerestiefen war dieser Expedition auch die systematische Messung der Temperaturen in den verschiedenen Tiefen aufgetragen. Dasselbe gilt von der ebenfalls schon erwähnten, gleichzeitigen Weltumsegelung der deutschen Korvette Gazelle und der Forschungsreise des amerikanischen Kriegsdampfers Tuscarora im Pazifischen Ozean, wie auch für alle neueren Forschungsexpeditionen.

Erst durch diese ist ein einigermaßen gesicherter Einblick in die Wärmeverteilung im Ozean gewonnen worden, und zwar verdankt man das im Wesentlichen der Vervollkommnung der Thermometer. Es waren in dieser Hinsicht zwei Aufgaben zu lösen, einmal mußte das Instrument selbstthätig die in beliebiger Tiefe herrschende Temperatur sicher aufzeichnen und zweitens durfte es nicht empfindlich sein gegen die Druckwirkung der Wassermassen in großen Tiefen.

Für geringe Tiefen, namentlich zur Messung der Temperaturen am Boden der flachen Ost- und Nordsee, leistet Dr. H. A. Meyers „träges Thermometer“ ganz vortreffliche Dienste: es ist ein gewöhnliches Thermometer, gänzlich mit Hartgummi umgossen, so daß es sehr langsam, in seiner gebräuchlichsten, hier abgebildeten Form erst nach 100 Minuten, die Temperatur seiner Umgebung annimmt. Die Gummischicht umgiebt die Thermometer-Kugel in einer Dicke von 25 *mm*, das

übrige Instrument von 10 *mm* und läßt nur einen schmalen Schlitz zum Ablesen der Skala frei. Das ganze ist in einer röhrenförmigen Kapsel von Messing wohl verwahrt. Das Hartgummi-Thermometer wird von den Leuchtschiffen oder Zollwachtschiffen aus an einer Schnur an den Boden versenkt, oder kann auch in beliebigem Abstande zwischen Oberfläche und Boden aufgehängt werden, immer aber ist es nur von festen Stationen aus verwendbar, und auch an diesen nur, wenn der Meeresstrom in der Tiefe nicht zu stark ist und das Instrument in die Höhe reißt.

Fig. 50.



Dr. H. A. Meyers träges Thermometer.

Für den Gebrauch im offenen Ozean, im blauen Wasser, dienen zwei andere Arten Instrumente, die man als Index- und Umkehrthermometer unterscheidet.*)

Die von Casella in London nach Prof. Millers Angaben angefertigten Maximum- und Minimumthermometer sind nur verbesserte Indexthermometer nach Six's Prinzip. Sie bestehen aus einer **U** förmig gebogenen an den beiden Enden mit einer cylindrischen Erweiterung versehenen Glasröhre. (Fig. 51.) Der große Raum *A* enthält die eigentliche Thermometer-Kugel, die ebenso wie die obere Hälfte des linken Schenkels mit einer Mischung von Weingeist und Kreosot gefüllt ist. Die untere Hälfte des Hufeisenrohrs ist aber mit Quecksilber gefüllt und der kleinere Raum *C* ist größtenteils mit schwach komprimierter Luft versehen; über dem Quecksilber selbst steht aber auch im rechten Schenkel die Mischung von Kreosot und Weingeist. Wird das Instrument er-

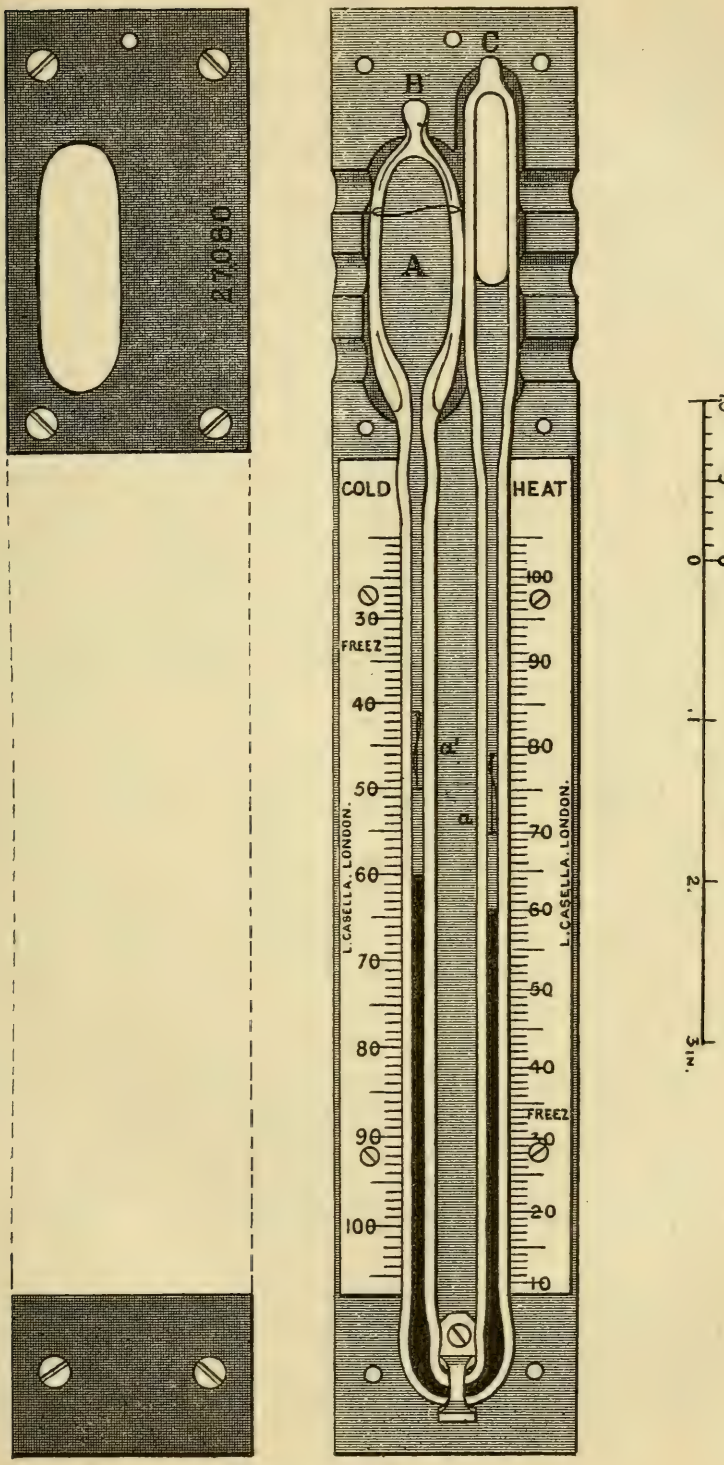
*) Einige neuerdings konstruierte elektrische Registrierthermometer haben sich in der Praxis noch nicht bewährt, weshalb wir sie hier übergehen.

wärmt, so dehnt sich die Flüssigkeit im Raum *A* aus, drückt das Quecksilber im linken Schenkel vor sich her und treibt es im rechten in die Höhe; die Flüssigkeit dieses rechten Schenkels wird zum teil nach *C* hinaufgedrängt, wo die eingeschlossene Luft wie ein Polster wirkt. Sinkt die Temperatur nun wieder, so zieht sich die Flüssigkeit in *A* zusammen und der Quecksilberfaden schiebt sich links hinauf, und die in *C* komprimierte Luft wirkt nunmehr wie eine entlastete Feder, sie drängt die unter ihr befindliche Flüssigkeit zurück. Über jedem Ende des Quecksilberfadens sind nun kleine Stahlstäbchen in die Röhre gelegt, die durch eine haardünne Drahtspirale sich an den inneren Wänden der Röhre mit schwacher Reibung aufhängen. Der Index a an der rechten Seite wird durch die Verschiebungen des Quecksilberfadens bei Erwärmung nach oben gedrängt und bleibt, wenn das Quecksilber zurückweicht, in der Röhre haften: sein unteres Ende läßt also an der Skala das erreichte Maximum der Temperatur ablesen. Der linke Index a' wird bei Abkühlung des Instruments nach oben bewegt, registriert also die Minimaltemperatur.

An dem Raum *A* befindet sich nun die sehr einfache Kompensation gegen den Druck der Wassermassen: er ist nämlich von einem anderen Glasmantel *B* umhüllt, und der Zwischenraum etwa zur Hälfte mit Alkohol ausgefüllt. Sowie nun beim Eintauchen in große Tiefen der Druck auf die äußere Hülle *B* sich vermehrt, so wird der zwischen diesen und dem inneren Raum befindliche Alkohol komprimiert, und da er Platz hat sich auszudehnen, der innere Raum vom Drucke gar nicht weiter oder nur unbedeutend betroffen, wie Experimente in hydraulischen Pressen erwiesen haben.

Das Miller-Casella'sche Tiefseethermometer wird in einer mit entsprechenden Öffnungen versehenen Kupferbüchse versenkt, nachdem die kleinen Stahlindices mit einem Magneten auf das Quecksilber heruntergezogen sind. Sind die Indices gut gearbeitet, laufen sie weder zu locker noch zu straff in ihren Federspiralen, so daß sie namentlich bei den im Seegang unvermeidlichen ruckenden und stoßenden Bewegungen

Fig. 51.



Miller-Casellas Thermometer.

des Schiffes, die sich trotz des Akkumulators auf die Lotleine, wenn auch gemildert, fortpflanzen, ihren Ort nicht plötzlich verändern, so arbeiten die Instrumente vorzüglich. Doch müssen die Änderungen des Nullpunktes durch den starken Druck stetig kontroliert werden. Mit Hülfe dieses Apparates*) sind die epochemachenden Temperaturbeobachtungen der Challenger- und Gazelle-Expedition angestellt worden. Die Miller-Casellas haben dem kolossalen Druck in 8000 *m* Tiefe**) zwar nicht immer widerstanden, haben aber in geringeren Tiefen sich so gut kompensiert gezeigt, daß die abgelesenen Temperaturen auf einen halben Grad genau sind. Nur für einen nicht gerade häufigen Fall versagen sie: wenn die Temperaturen nicht regelmäßig abnehmen, sondern unter einer kalten Schicht etwa wieder eine wärmere sich einschaltet. Beim Durchlaufen der kalten Schicht stellt sich das Minimumthermometer auf alle Fälle ein, und jene wärmere Schicht wird nur dann vom Index des Maximumthermometers (rechten Schenkels) registriert, wenn daselbst die Temperatur eine höhere ist als an der Oberfläche.

Dieser Umstand gab Veranlassung zur Herstellung von sog. Umkehrthermometern, die von den Mechanikern Negretti und Zambra in London in mehrfachen Modifikationen hergestellt sind und in der That gestatten, die in beliebigen Tiefen herrschenden Temperaturen unmittelbar zu messen. Die gebräuchlichste Form des Instruments und seine Anwendung geht aus Figur 52 (S. 148) hervor. Das Thermometer hat ein cylindrisches langes Gefäß, an welches die engere Röhre sich in einer S-förmigen Biegung ansetzt: an der Ansatzstelle bei *A* ist die Röhre durch einen eingeschmolzenen Glassplitter verengert. Wird das Thermometer schnell umgekehrt, so reißt hier der Quecksilberfaden ab und gleitet an das entgegengesetzte Ende der Röhre. Je

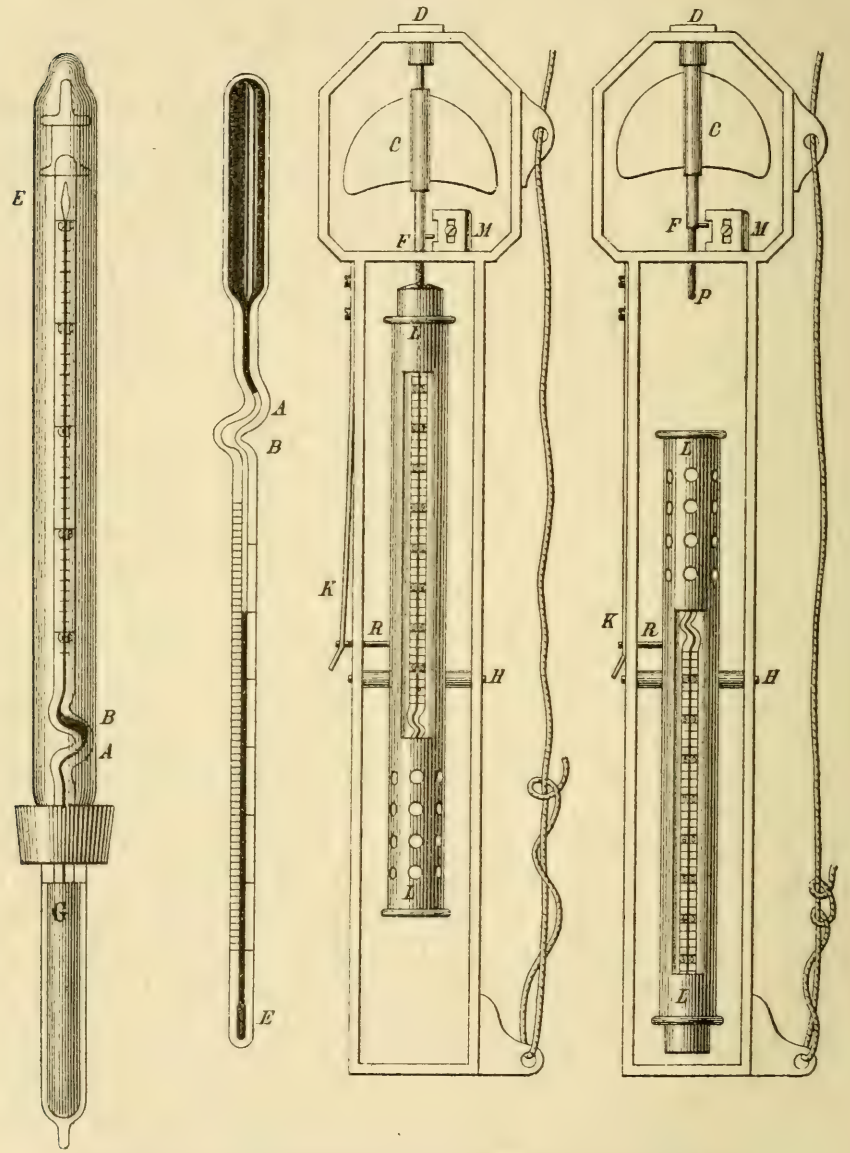
*) Derselbe kostet mit Büchse und Magnet 45 Mark.

**) Das Instrument in Originalgröße hat an seiner Thermometerröhre eine Oberfläche von ca. 95—100 *qcm*; der in 8000 *m* Tiefe darauf lastende Druck kommt also dem von fast 800 *kg* gleich.

höher die Temperatur, desto länger ist der abgerissene Faden, gestattet also eine Messung der Temperatur für den Moment des Abreißens. Das Instrument nimmt beim Hinablassen eine Lage an, wie die Figur sie an der linken Seite zeigt. Die Röhre ist in einem hohlen luftdichten Glasgefäß eingeschlossen, welches den Druck aufnimmt und stärkeren Druckeinwirkungen widersteht als die Miller-Casellas. Das Umkippen des Thermometers wird meist durch eine Propellerauslösung bewirkt. Die Figur 52 (rechts) zeigt den vom italienischen Kapitän Magnaghi zuerst hierfür angewandten Rahmen. Beim Abwärtsfallen des Apparats drückt die Propellerschraube *C* ihre Axe *F* in eine am oberen Ende der Thermometerhülse angebrachte Vertiefung. Wird der Apparat aber aufgeholt, so dreht sich der Propeller in entgegengesetzter Richtung und, je nachdem sein Spiel eingestellt ist, läßt er früher oder später die Thermometerhülse frei, die dann, weil unterhalb ihres Schwerpunkts aufgehängt, die gewünschte Drehung ausführt und in der Ablesestellung von einer Sperrfeder *KR* festgehalten wird. — Der sog. schottische Rahmen, der auch vom Fürsten von Monaco bevorzugt wird, bewirkt die Auslösung durch ein entlang der Leine herabfallendes Laufgewicht; dieses trifft einen gabelartig mit dem langen Arm die Leine umfassenden Hebel, während der kurze Arm in einem Gelenk nach unten den die Hülse haltenden Stift trägt. — So angenehm es ist, ein nur mit Quecksilber gefülltes, sich schnell anpassendes und leicht zu kontrolierendes Thermometer in diesen Negretti-Zambras zu besitzen, so ist doch niemals eine Sicherheit dafür vorhanden, daß der Quecksilberfaden richtig an der Verengung abreißt oder dieses durch das Zerren des Schiffes an der Leine nicht zur Unzeit erfolgt. Beim Aufwinden des Thermometers an die wärmere Oberfläche dehnt sich ferner das Quecksilber im Bulbus wieder aus und tritt dann tröpfchenweise in die Röhre über, wo die S-förmige Krümmung (bei *B*) dazu dient, es aufzunehmen. Man hat mehrfach Vorkehrungen getroffen, um diese Mängel zu beseitigen: so, indem man die Quecksilberkugel zur Seite umbiegt, so daß bei

nachträglicher Erwärmung kein Quecksilber nachfließen kann; aber diese von Dr. M. Knudsen angegebenen

Fig 52.



Negretti-Zambras Umkehrthermometer im Magnaghischen Rahmen.

Thermometer sind wieder zerbrechlicher als die andern. Im Ganzen erfordern die Negretti-Zambras also noch

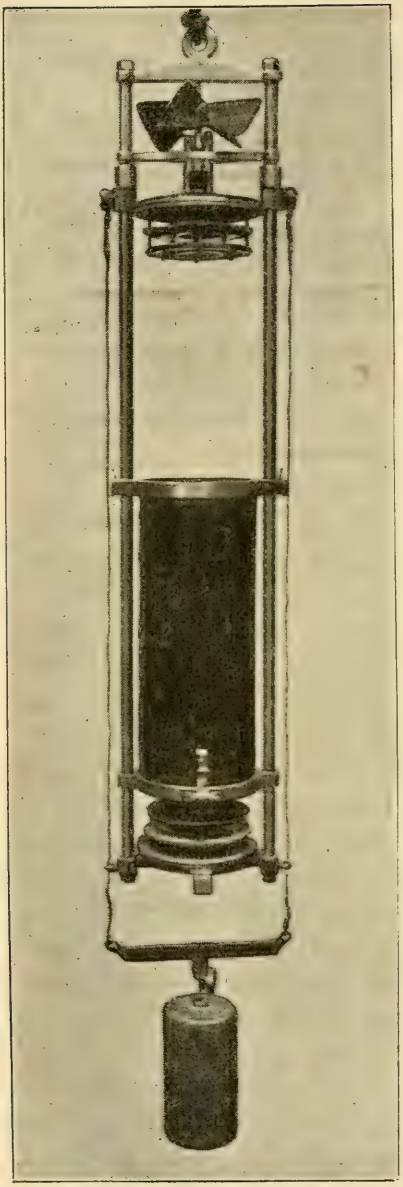
Vorsicht beim Gebrauch, sind aber in den oben angeführten Fällen anomaler Wärmeschichtung geradezu unentbehrlich.*)

Um die Verteilung der Wärme in den verschiedenen Tiefen zu messen, werden in bestimmten Abständen die Thermometer an der Leine angebracht, es werden also ganze Reihen von Temperaturmessungen auf einmal gewonnen. Man hat dabei noch den Vorteil, daß sich etwaige Störungen an den Instrumenten einigermaßen kontrolieren lassen.

Neuerdings ist noch ein anderes Verfahren mit großem Erfolg ausgebildet worden, dessen Princip schon auf Eduard Lentz zurückgeht, dessen wenig beachtete Untersuchungen (1821—26) bereits oben erwähnt worden sind. Lentz verwendete einen Wasserschöpfapparat, der durch schlechte Wärmeleiter, Schichten von Holz und Pech, rings umgeben, in seinem Innern ein Thermometer mit in die Tiefe nahm, sich unten automatisch fest schloß und mit dem eingefangenen Wasser die diesem eigene Temperatur heraufbrachte. Lentzens Apparat war sehr unhandlich, ebenso auch der vom russischen Kapitän Makarof auf seiner Weltumsegelung mit der Korvette Witjäs verwendete, ähnlich gebaute Wasserschöpfer; doch gelang es Makarof durch umsichtiges Ermitteln aller störenden Einwirkungen, die Temperaturen bis auf $0{\cdot}1^0$ zuverlässig zu erhalten. Ungleich bequemer ist der wärmehaltende Wasserschöpfer von Otto Pettersson, der sich seit 20 Jahren bei den fleißigen Arbeiten der Schweden in den nordeuropäischen und Nordmeergewässern wohl bewährt hat und dem namentlich nach einigen wichtigen Verbesserungen Nansens eine große Zukunft bevorsteht. Die Wärmeisolierung erzielt Pettersson mit drei concentrischen Hartgummimänteln, zwischen denen beim Schließen des Apparats das Tiefenwasser eingefangen und festgehalten wird. Obere und untere Verschlußplatte (ebenfalls dreischichtig gebaut) wie der cylindrische Mantel bewegen sich

*) Der Preis eines solchen Thermometers mit Rahmen ist 115 Mark.

Fig. 53.



Petterssons Wasserschöpfer mit Wärmeisolierung.

unabhängig übereinander an zwei parallelen Messingstangen, und beim Herablassen des Apparats spült das Wasser überall frei hindurch: tritt die Propellerauslösung in Thätigkeit, so zieht das unten angehängte Lotgewicht die obere Verschlußplatte auf den Mantel und drückt dann auch diesen auf die untere Verschlußplatte, worauf dann eine Sperrfeder alles in dieser Lage festhält. Man kann ein Thermometer mit in die Tiefe schicken oder es nach dem Aufkommen des Apparats an Bord einführen und jetzt die Temperatur bis etwa 800 *m* Tiefe hin ganz zuverlässig auf mindestens $\pm$ 0·02° messen, also genauer als auf irgend einem andern Wege.

Die systematischen Untersuchungen der Tiefseetemperaturen haben nun folgende allgemeine Ergebnisse gehabt.

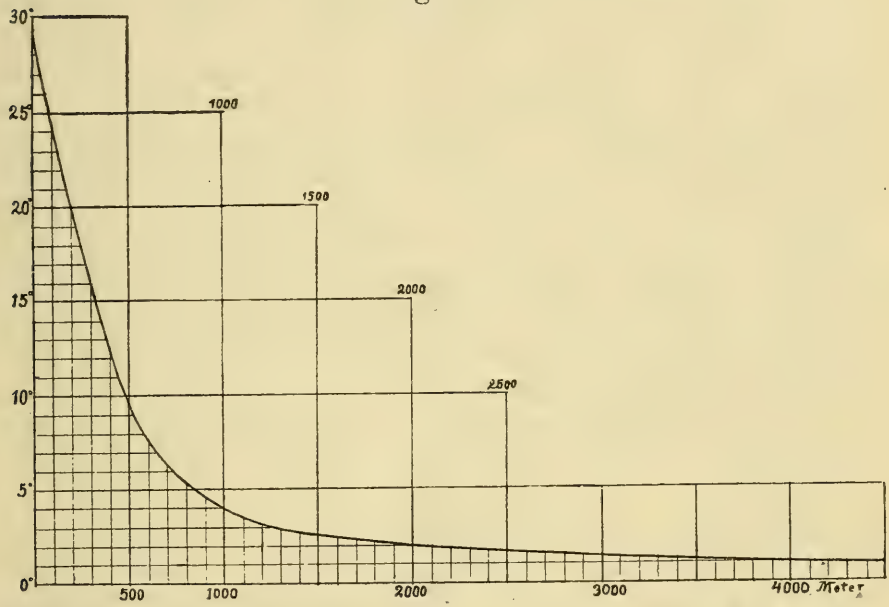
Erstlich ist die Wärmeschichtung in den offenen Ozeanen, mit Ausnahme der dem Polarkreise nahen Gebiete, eine regelmäßige insoweit, als die Temperaturen stetig von der Oberfläche abwärts abnehmen, anfangs schnell, dann langsamer, so daß am Boden in Tiefen über 4000 *m* Temperaturen von nur 1° oder weniger herrschen. Beistehende graphische Darstellung giebt

eine Serie von Temperaturmessungen der Gazelle aus dem zentralen Teil des Pazifischen Ozeans; die Kurve kann als die normale gelten.

In den abgeschlossenen Nebenmeeren ist die Wärmeschichtung komplizierter: im arktischen und antarktischen Gebiet kommen sogar in den großen Tiefen wärmere Temperaturen vor als an der Oberfläche.

Im Großen und Ganzen darf man die mittlere Temperatur der irdischen Meeresdecke eine auffallend

Fig. 54.



Kurve der Temperaturabnahme von der Oberfläche bis zum Boden in 14·5° s. Br. und 172·3° w. L. im Pazifischen Ozean.

niedrige nennen; nach angenäherter Berechnung beträgt sie wahrscheinlich nur 3·5°.

Nehmen wir den ganzen Pazifischen Ozean zwischen 40° n. und 40° s. Br. und die südäquatorialen Teile des Atlantischen und Indischen Ozeans bis 50° s. Br., so haben wir in diesem nahezu drei Viertel der ganzen Ozeanfläche umfassenden Gebiet von 1000 *m* Tiefe abwärts nahezu dieselben Temperaturen, nämlich in der Nähe des Äquators 4° bis 5°, bei 40° Br. 3° bis 4°. Wir sehen also eine überraschende Gleichförmigkeit der Tiefentempe-

raturen von 1000 *m* abwärts vor uns, so daß nur die verhältnismäßig dünne oberste Schicht von 1000 *m* der Einwirkung der klimatischen Unterschiede an der Erdoberfläche und der Meeresströmungen ausgesetzt erscheint. Auf die Wärmeverteilung in dieser oberen Schicht im Einzelnen soll hier nicht eingegangen werden, einiges kann überhaupt erst mit den Meeresströmungen zugleich zum Verständnis gelangen. Doch sei im Allgemeinen Folgendes bemerkt.

Im äquatorialen Teil des Atlantischen und Pazifischen Ozeans nimmt die Temperatur in den obersten 200 *m* rund 6° bis 8° je nach der Jahreszeit, für die ersten 500 *m* aber um 18° ab. (Vgl. Fig. 54.) Wer in den Tropen geweilt hat, weiß, wie empfindlich man dort gegen kleine Temperaturänderungen wird; ein gegen die Luftwärme um 15° bis 18° abgekühltes Bleilot konnte darum den Reisenden Buffons (vgl. oben S. 137) „eiskalt" vorkommen. In der Nähe des 40° Br. dagegen ist die Abnahme schon langsamer, sie dürfte (bei 14° im Jahresmittel an der Oberfläche) auf die ersten 200 *m* etwa 5°, auf 500 *m* aber 9° betragen, ist also für letzteres Niveau nur halb so groß wie am Äquator.

In den höheren Breiten ist der Unterschied der Temperatur an der Oberfläche gegen die der Tiefe noch geringer. So maß die Challenger-Expedition im Indischen Ozean schon bei den Crozet-Inseln (46° s. Br., 48$^1/_3$° ö. Lg.) auf die ersten 200 *m* nur 2° Abnahme (von 5° auf 3°), und in 500 *m* Tiefe stand das Thermometer nur $^1/_3$° niedriger als in 200 *m*. Diese gleichmäßige Wärmeabnahme in Verbindung mit der Druckzunahme mit der Tiefe erklärt in sehr einfacher Weise, wie James Clark Roß fälschlich eine Temperatur von 4° in der ganzen Wassersäule von der Oberfläche bis in die größten Tiefen finden konnte; bei seinen nicht gegen Druck geschützten Thermometern wurde die Wärmeabnahme genau durch die steigende Kompression aufgehoben, was man denn auch durch Experimente mit hydraulischen Pressen hat wiederholen können.

In den nordhemisphärischen Teilen des Indischen und noch mehr des Atlantischen Ozeans ist die Erwär-

mung der Gewässer von oben her eine viel kräftigere: da ist in 1000 *m* Tiefe nicht wie am Äquator die Temperatur 5°, sondern 8° bis 9°. Auch hierfür werden wir die Erklärung in den Meeresströmungen kennen lernen.

Auffallen müssen die Bodentemperaturen von nur wenig über 0° selbst unter dem Äquator. Man könnte eher erwarten, gerade am Boden der Meere viel höhere Temperaturen zu finden, mindestens solche, die den niedrigsten Lufttemperaturen, die in der Tropenzone vorkommen, gleichen. Nehmen wir ein abgeschlossenes, mit Salzwasser gefülltes Seebecken von einiger Ausdehnung und einer Tiefe von 4000 *m*, so würde, wenn die Luft an der Oberfläche des Wassers jahraus, jahrein 25° zeigte, diese Temperatur durch Leitung der ganzen Wassersäule mitgeteilt werden. Wenn dann einmal einige Zeit hindurch die Lufttemperatur auf 20° herunterginge, so würden auch die obersten Wasserschichten diese Temperatur annehmen: dadurch jedoch würden sie schwerer werden und in die Tiefe sinken, um dem leichteren, weil noch wärmeren Wasser unter ihr Platz zu machen. Wechseln warme und kalte Jahreszeiten miteinander ab, so wird demnach am Boden dieses Sees die Temperatur der kältesten Jahreszeit gefunden werden.

Man könnte nun fragen, würde nicht in einem solchen See, an dessen Boden man dem bekanntlich sehr heißen Erdinnern um 4000 *m* näher ist, sogar eine sehr hohe Temperatur herrschen müssen? Es nimmt doch auf jede 30 *m*, die wir in der festen Erdrinde abwärts gehen, wie in Bergwerksschächten, die Temperatur um 1° zu. Es wird aber leicht einzusehen sein, daß in einem irgendwie geräumigen Becken sehr bald eine Zirkulation des Wassers eintreten müßte, indem nämlich die von dem heißen Erdinnern erwärmten untersten Wasserschichten, weil durch Erwärmung leichter geworden, an die Oberfläche steigen und durch kältere ersetzt würden. Diese kälteren Wasserschichten entziehen der warmen Erdrinde mehr und mehr die Wärme, und schließlich wird ein gewisser Gleichgewichtszustand erreicht werden: sobald die Tiefenschichten sich über

die Wintertemperatur an der Oberfläche erwärmen, so werden sie aufsteigen und die kältesten Oberflächenschichten an ihre Stelle treten. Daß aber thatsächlich der Grundschlamm der Meere in seinen tieferen Schichten wärmer ist als da, wo das Bodenwasser ihn berührt, hat man lange aus dem Verhalten gewisser schlammbewohnender Tiere geschlossen, wie sich z. B. die Aale im Winter in den Grundschlamm der Ostsee einwühlen. Als Dr. Johannes Petersen bei Frostwetter in der Koldingföhrde und bei Svendborg ein Thermometer mit einem Pfahl etwa 1 *m* tief in den Grundschlamm eintrieb, fand er dort Temperaturen über 7^0, während das Bodenwasser selbst nur 0^0 zeigte. Eine schwache Quelle der Erwärmung für die Tiefenschichten der Meere wird also in der That das Erdinnere werden.

Die Ozeane sind aber nicht solche abgeschlossenen Becken, sie stehen vielmehr in breitester Ausdehnung im Zusammenhang mit sehr kalten Meeren, namentlich auf der südlichen Hemisphäre. Dort sind also große Räume mit einer Wassertemperatur vorhanden, die nur wenig von 0^0 entfernt sein wird, schon in der Nähe des südlichen Polarkreises. Denken wir uns nun einmal zwei abgeschlossene Wassersäulen, eine durchaus warme vom Äquator, eine eiskalte vom Polarkreis, dicht nebeneinander gestellt und dann die Scheidewand entfernt, so würde das kalte Polarwasser als das schwerere die tiefsten Schichten, das tropische Wasser als das wärmste die Oberfläche einzunehmen suchen. Es würde diese Anordnung auf dem Wege einer vertikalen Zirkulation sich vollziehen, wobei in der Tiefe ein Strom vom kalten Gebiet in das warme, an der Oberfläche aber umgekehrt ein Strom vom warmen Gebiet ins kalte auftritt, bis alles im Gleichgewicht ist.

In der Natur ist nun der Abstand vom Äquator bis zum Polarkreise sehr groß, über 6000 *km*, also 1700mal länger als die Tiefe der Ozeane. Denken wir uns quer über die Ozeane bei jedem zehnten Breitengrad eine Scheidewand errichtet, so würden am Boden einer jeden Abteilung die niedrigsten Wintertemperaturen, welche an der Wasseroberfläche vorkommen, ge-

funden werden. Aber die Unterschiede in der Wärmeschichtung, zwischen je zwei benachbarten Wassersäulen, werden so erheblich nicht mehr sein, und wenn nun sämtliche Scheidewände entfernt würden, dürfte man keineswegs einen sehr starken Strom erwarten, weder einen sehr kräftigen an der Oberfläche zum Polarkreise, noch in der Tiefe zum Äquator. Ausbleiben aber wird eine solche vertikale Zirkulation keinenfalls: nur sehr langsam, ganz gewiß nicht als Strom meßbar, wird sie sich vollziehen, vielmehr nur in der Form eines ganz langsamen Nachdrängens.

Wären die Tiefen der Ozeane durchweg gleich, so müßte sich schließlich als Dauerzustand ergeben, daß die Bodentemperaturen rings um die Erde überall dieselben wären. Ein kleiner klimatischer Unterschied wird aber doch nicht verwischt werden können. Die niedrigsten Temperaturen des Polarmeeres, also $-2{\cdot}5^0$, werden bei ihrem Wege auf dem Äquator zu nicht unverändert bleiben, da sie durch Leitung von oben her doch ein wenig sich erwärmen müssen. Die Meeresdecke der Erde ist eben im Vergleiche zu ihrer Tiefe zu dünn, als daß bei dem langen und äußerst langsam durchmessenen Wege zum Äquator auch die untersten Schichten ganz unbeeinflußt von der an der Oberfläche und im Erdinnern herrschenden größeren Wärme sich halten könnten. Darum finden wir im Indischen Ozean nordwestlich von Australien am Boden in 5500 *m* noch $+0{\cdot}9^0$, im Pazifischen Ozean am Äquator in 5000 *m* Tiefe $0{\cdot}8^0$, im Südatlantischen Ozean im Nordosten von Brasilien noch $0{\cdot}1^0$, nicht aber $-2{\cdot}5^0$, eine Temperatur, die der ältere Ross in dem Bodenschlamm der Baffinsbai einst fand (s. oben S. 140), und welche als das denkbare Minimum von Meerestemperatur gelten muß, da sie dem Gefrierpunkt des normalen Seewassers gleichkommt. Rossens Beobachtung selbst verdiente übrigens mit den modernen Apparaten nachgeprüft zu werden.

Die niedrigsten Bodentemperaturen in den antarktischen Breiten des Südatlantischen und Indischen Ozeans fand die Deutsche Tiefsee-Expedition zu $-0{\cdot}5^0$, also nicht $-2{\cdot}5^0$; wir werden später die Komplikationen

kennen lernen, die durch die oberflächlichen Schmelzwasserschichten in der Wärmeanordnung dieser polaren Räume zustande kommen. Auch außerhalb der kalten Zone fand die Challenger-Expedition im Südatlantischen Ozean im Osten der Laplata-Mündung bei sechs Lotungen die niedrigen Werte von $-0{\cdot}3^0$ bis $-0{\cdot}6^0$ in rund 5000 *m* Tiefe. Auf der Osthälfte des Südatlantischen Ozeans dagegen sind in der gleichen Breite um einen Grad höhere Temperaturen (bei übrigens gleicher Tiefe) gefunden. Noch erheblicher ist der Unterschied zwischen der West- und Osthälfte des Südatlantischen Ozeans in der Breite von 20^0 S. In der brasilischen Tiefe fanden Challenger und Gazelle Bodentemperaturen von $+0{\cdot}4^0$ bis $+0{\cdot}6^0$; in der Benguelatiefe dagegen die Gazelle $+2{\cdot}3^0$ und $+2{\cdot}4^0$, bei fast genau gleichen Tiefen von 5100 *m*. Dieser Unterschied ist nur dadurch zu erklären, daß eine Bodenschwelle von 3000 bis 3500 *m* Tiefe sich von Tristan d'Acunha nach Südafrika (Walfischbai) hinüber erstreckt (Supan hat kürzlich vorgeschlagen, sie Walfischrücken zu nennen), welche das nordwärts gelegene ostatlantische Gebiet gegen das Eindringen der kalten antarktischen Gewässer deckt. Unbehindert dagegen dringen diese in das brasilische Becken ein und bewirken dort südlich von 33^0 s. Br. Bodentemperaturen von weniger als 0^0, nördlich davon bis zum Äquator und ein wenig über denselben hinaus zwischen 0^0 und $+1^0$; in 5^0 30′ s. Br. und 33^0 6′ w. Lg. hat der Kabeldampfer Silvertown in 4650 *m* noch $+0{\cdot}1^0$ gemessen. Dieses ganze westliche Stück des Südatlantischen Ozeans hat man darum auch wohl die kalte Rinne genannt.

Auch im Nordatlantischen Ozean scheint ein solcher Gegensatz der Bodentemperaturen in der West- und Osthälfte, wie beide durch den Azoren- und Delphinrücken getrennt sind, zu bestehen, wenn auch weniger ausgeprägt. In der Westhälfte nämlich sind durchweg Temperaturen von $1{\cdot}5^0$ gefunden gegen $1{\cdot}8^0$ bis $2{\cdot}2^0$ in der Osthälfte, beidemal in 5000 *m* Tiefe. Diese Trennung durch den Delphinrücken und das atlantische Plateau setzt sich also höchst wahrscheinlich noch südwärts fort bis unter den Äquator, wo sie im Äquatorial-

rücken Anschluß an jenen südatlantischen Längenrücken gewinnt, der von Ascension bis Tristan d'Acunha die oben beschriebene Scheidung in eine Ost- und Westhälfte bewirkt (s. oben S. 74).

Die antarktischen Gewässer der kalten Rinne bei Brasilien treten aber anscheinend auch nicht viel weiter als bis 10^0 n. Br. über den Äquator hinüber, denn sonst würden die Bodentemperaturen der westindischen Tiefe doch wohl weniger als $1{\cdot}5^0$ betragen müssen. Gegen die Einwirkung des Kaltwassers aus dem Nördlichen Eismeer ist der ganze Nordatlantische Ozean wohl verwahrt durch die oft genannten Bodenschwellen von höchstens 550 *m* Tiefe, welche die Baffinsbai, die Dänemarkstraße und das Gebiet zwischen Island und Schottland nach Süden hin abschließen. Da können nur durch den kalten Ostgrönland- und Labradorstrom, mit den Schmelzwässern des Treibeises, niedrige Temperaturen dem Westbecken dieses Ozeans zugeführt werden; indes wird ihre Einwirkung auf die Tiefenschichten dadurch vermindert, daß dieser arktische Strom salzarmes, also leichtes Wasser besitzt, das trotz niedriger Temperaturen an der Oberfläche zu verbleiben geeignet ist. Immerhin ist die Wirkung dieses abschmelzenden Eises darin erkennbar, daß nicht nur die Bodentemperaturen auf $+1{\cdot}3^0$, sondern auch der Salzgehalt von 35·3 auf 34·6 Promille in den Grundschichten des nordwestatlantischen Beckens zwischen Neufundland und Ostgrönland herabgesetzt sind.

Wie wirksam jener Wyville-Thomson-Rücken zwischen Ost-Grönland und Schottland in thermischer Hinsicht ist, mag folgender Vergleich der Temperaturen nordöstlich und südwestlich desselben, also im Nordmeer und benachbarten nordatlantischen Gebiet, zeigen.

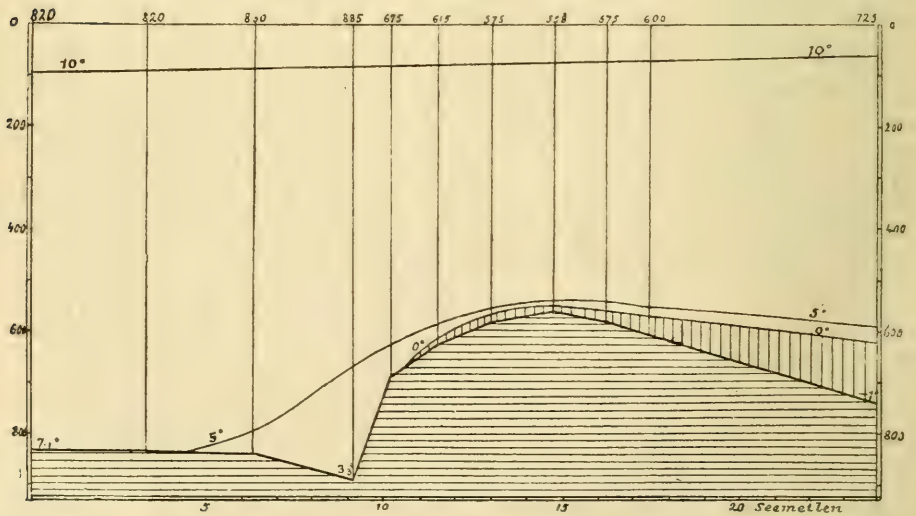
Temperatur:	Warmes Gebiet:	Kaltes Gebiet:
an der Oberfläche	$11{\cdot}4^0$	$11{\cdot}1^0$
in 450 *m* Tiefe	$8{\cdot}1^0$	$3{\cdot}5^0$
„ 600 „ „	$7{\cdot}0^0$	$-0{\cdot}7^0$
„ 1000 „ „	$6{\cdot}0^0$	$-1{\cdot}3^0$

Diese beiden Gebiete grenzen so scharf aneinander, daß auf 15 *km* Abstand in der gleichen Tiefe doch Unter-

schiede von 5^0 vorhanden sind, während die Temperaturen der Oberfläche dabei bis auf einen halben Grad übereinstimmen. Untersuchungen durch den englischen Dampfer Triton im Sommer 1882 unter dem Kommando von Kapt. Tizard haben übrigens ergeben, daß sich in der Mitte dieses Rückens eine Einsattelung von 13 *km* Breite und 600 *m* Tiefe findet, durch welche merkwürdigerweise ein wenig Eismeerwasser (von -1^0) in den Atlantischen Ozean eintritt. Aber schon in 10 *km* Abstand vom Scheitel des Sattels hat es sich bis auf $+3^0$ erwärmt, und so scheint es wegen seines geringfügigen Volums und äußerst langsamen Stromes überhaupt keine weitreichende Abkühlung südwestwärts zu verbreiten. Beistehender Querschnitt (Fig. 55) verdeutlicht diese interessante unterseeische Einströmung durch die Lage der Isotherme von 0^0 und 5^0; die vertikalen Linien geben die Tiefen in Metern.

Ganz in derselben Weise wie hier der Nordatlantische Ozean durch solche unterseeische Landrücken gegen das Eindringen des eiskalten arktischen Bodenwassers geschützt ist, so sind auch die größeren Mittelmeere wegen ihrer engen und flachen Verbindung mit

Fig. 55.



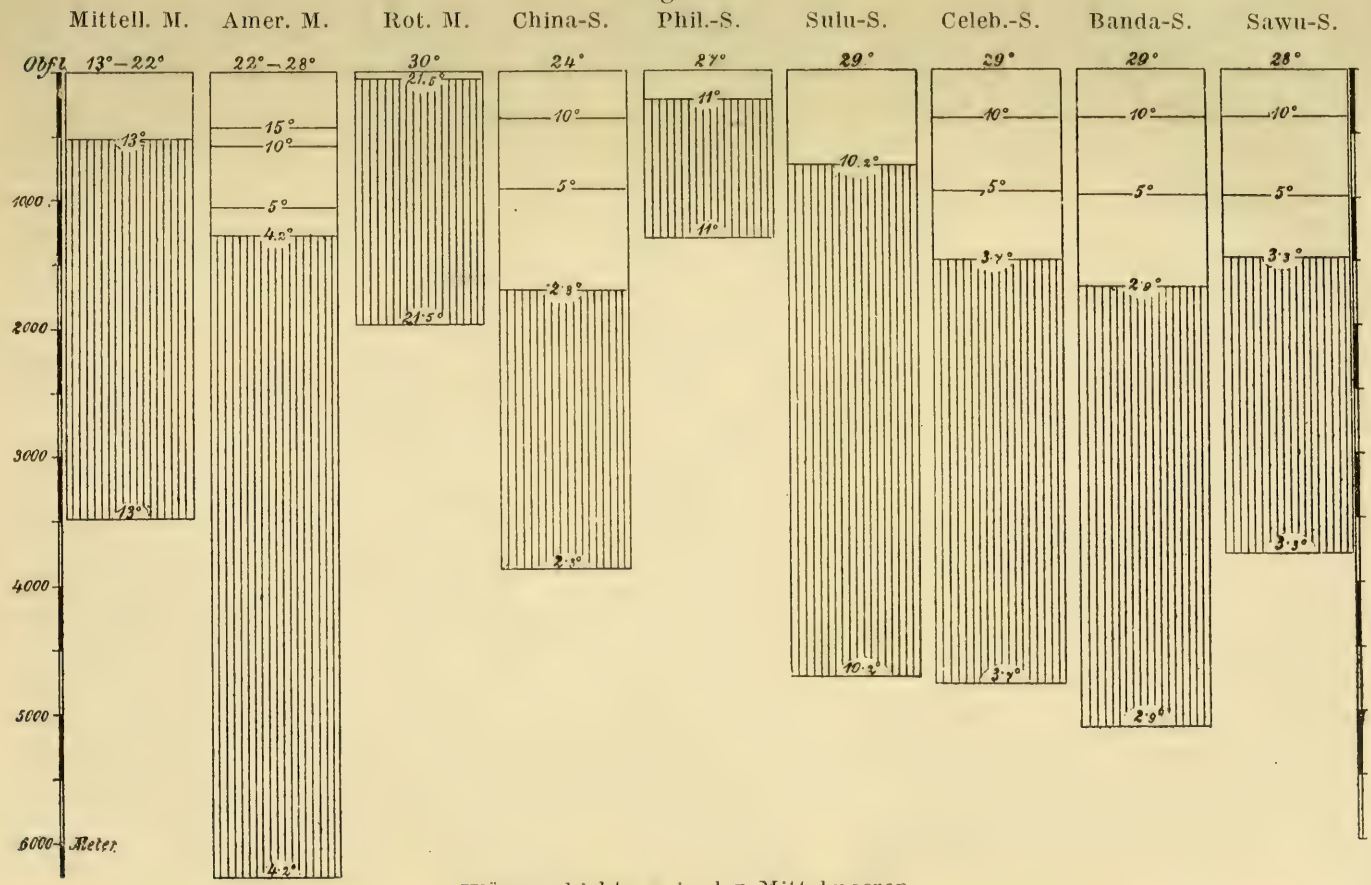
Wärmeschichtung über dem Thomsonrücken zwischen Schottland und den Färöer (nach Tizard).

den Nachbarozeanen wieder gegen den Übertritt kühleren Tiefenwassers aus den letzteren abgesperrt. Das Romanische Mittelmeer steht mit dem Atlantischen Ozean nur durch die Straße von Gibraltar in Verbindung. Diese ist nur 13 400 *m* (oder rund 7 Sm.) breit und durch einen westlich vor den Eingang sich vorlagernden Rücken bis auf 300 *m* gegen den Ozean abgeschlossen. In diesem Niveau von 300 *m* herrscht eine Temperatur von 13°, und diese ist also die kälteste, welche von dort in das Mittelmeer eindringen kann. Die Temperaturlotungen im Bereiche des Mittelmeeres haben nun gezeigt, daß dasselbe von 500 *m* abwärts eine stets sich gleichbleibende Temperatur von 13° bis zum Boden in 4400 *m* Tiefe besitzt, wobei in der Osthälfte des Meeres diese „homothermische" Schicht noch etwas über 13° erwärmt ist. Im Winter tritt also nicht selten der merkwürdige Fall ein, daß von der Oberfläche bis zum Boden das ganze Meer eine und dieselbe Temperatur hat. Die Unveränderlichkeit der Bodentemperatur im Mittelmeere und ihre Höhe von 13° hat übrigens bereits der Physiker Saussure im Jahre 1780 festgestellt, indem er bei Genua und Nizza Thermometer, die nach Art der Meyer'schen durch Einhüllung in eine dicke Wachsschicht träge gemacht waren, bis in 580 *m* Tiefe versenkte.

Solche homothermischen Tiefenschichten sind aber auch in anderen Mittelmeeren gefunden worden. Umstehende graphische Darstellung (S. 160) zeigt in den ersten drei Querschnitten die Wärmeschichtung im Mittelländischen Meer, im Amerikanischen Mittelmeer und Roten Meer; die folgenden sechs Querschnitte beziehen sich auf die Temperaturverhältnisse der einzelnen Tiefenbecken des Australasiatischen Mittelmeeres (Chinasee, Philippinensee, Sulusee, Celebessee, Bandasee und Sawusee). Die homothermischen Schichten sind schraffiert; die größte Mächtigkeit derselben zeigt das Amerikanische Mittelmeer, die höchsten Temperaturen das Rote Meer, die Sulusee und das Romanische Mittelmeer.

Für die Nebenmeere der höheren Breiten müssen andere Gesetze gelten: hier erniedrigen die kalten Winter die Temperaturen an der Oberfläche des Wassers bis

Fig. 56



Wärmeschichtung in den Mittelmeeren.

unter 0^0, so daß sich vielfach größere Gebiete mit einer Eisdecke überziehen, wie das im Golf von St. Lorenz, in der nördlichen Ostsee und in den ostasiatischen Randmeeren entlang den Festlandküsten nördlich von 37^0 n. Br., jeden Winter der Fall ist, während in den flacheren Küstenstreifen der Nordsee und im Schwarzen Meer nur die strengeren Winter von Eisbildung begleitet sind. Die Verhältnisse im nördlichen Polarmeere werden wir alsbald ausführlicher behandeln; hier mögen als Muster dieser Art Nebenmeere die Wärmevorgänge in der Nordsee und Ostsee ein wenig dargelegt werden, so wie sie sich aus den langjährigen Beobachtungen der sog. „Kieler Kommission" und den Arbeiten der anderen Uferstaaten, namentlich auch der Schweden Otto Pettersson und Gustav Ekman, ergeben haben.

Die Oberflächen-Temperaturen der Nordsee zeigen ziemlich starke Schwankungen mit den Jahreszeiten. Während vor dem Britischen Kanal und bei Schottland der Unterschied der kältesten von der wärmsten Monatstemperatur $6{\cdot}5^0$ beträgt, steigert sich derselbe an der deutschen Küste nördlich von der Emsmündung (bei Borkum Riff Feuerschiff) auf $15{\cdot}4^0$, bei Helgoland auf $14{\cdot}3^0$, und erreicht hier fast dieselben Werte, wie die Schwankung der Luftwärme. Die absoluten Temperaturen in den extremen Jahreszeiten veranschaulichen die beiden umstehenden Kärtchen; die absolut höchste Wärme wird in der Mitte des August, die niedrigste in der ersten Hälfte des März anzusetzen sein. Man sieht, wie im Sommer die flachsten Teile im äußersten Südosten, im sog. Wattenmeer, am wärmsten sind, während im Winter das vom Golfstromwasser beherrschte Meer nördlich von Schottland diesen Rang behauptet.

Am Boden der Nordsee sind die Temperatur-Schwankungen um so größer, je flacher das Meer ist. Eine schwache, aber doch nachweisbare Strömung regelt die Tiefentemperaturen: sie setzt von den Shetland-Inseln an südwärts an der Ostküste Schottlands und Englands entlang und wendet sich alsdann, verstärkt durch einen aus dem Kanal kommenden Strom, nach der holländischen Küste östlich, bestreicht dann die deutsche Nordsee-

küste und, in der Helgoländer Bucht nach Norden biegend, geht sie endlich an der Westküste Jütlands bis in das Skagerrak, wo sie über Skagen hinaus, immer an die jütische Küste gelehnt, noch im westlichen Kattegat

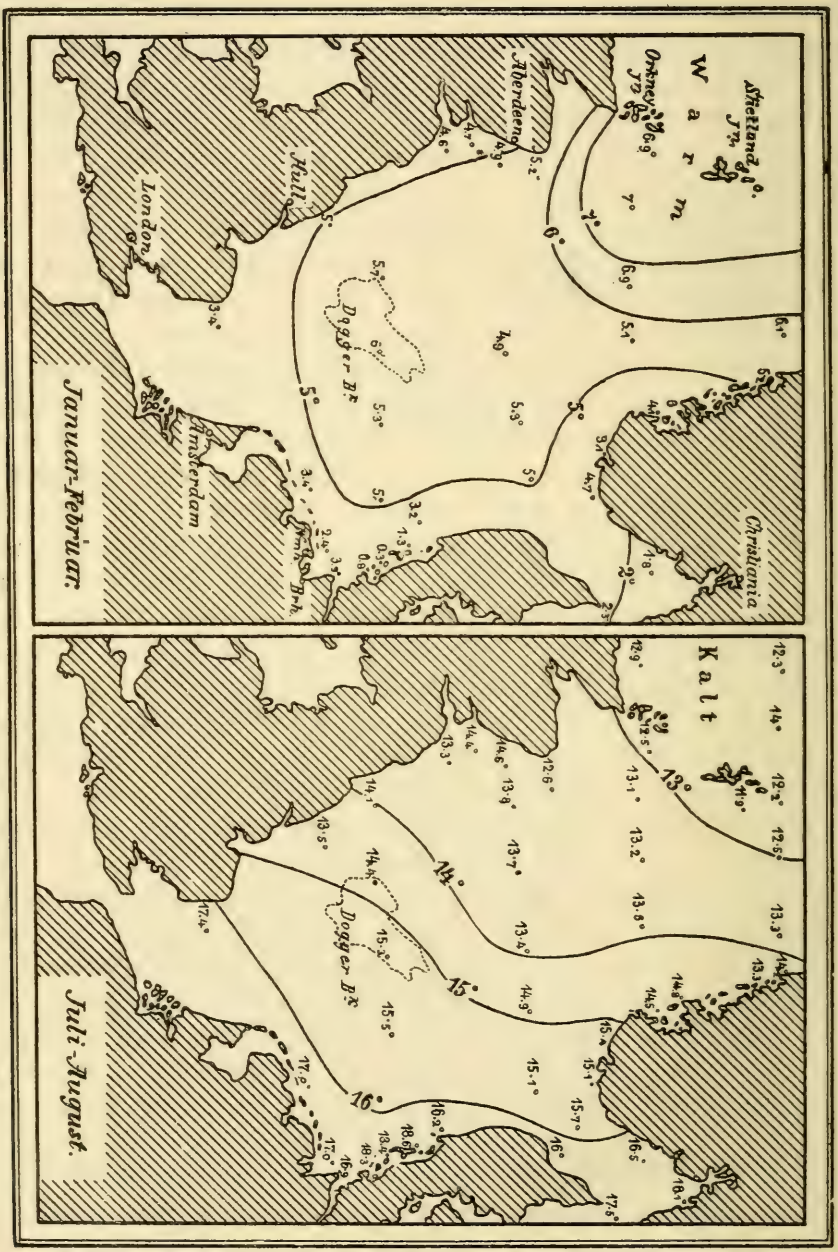


Fig. 57.

Temperaturen der Nordsee.

erkennbar ist. Diese Strömung trägt ozeanisches Wasser an der englischen Küste nach Süden und bewirkt daselbst verhältnismäßig geringe Schwankungen der Wasserwärme (jährliche Oscillation bei Scarborough nur 9°!). Die stagnierende Mitte dieses Stromringes aber liegt etwas nördlich von der Doggerbank, und dieser Raum bewahrt in der Tiefe bis in den Sommer hinein verhältnismäßig niedrige Temperaturen. Mitte August 1872 fand die Kieler Kommission an Bord S. M. S. Pommerania daselbst an der Oberfläche 15·6°, dagegen von 27 *m* an bis zum Boden in 66 *m* nur 7·2°, während sich südlich von der Doggerbank schon im Frühsommer das flachere Wasser bis auf den Grund hin schnell erwärmt, so daß man sagen kann, südlich der Doggerbank ist das Tiefenwasser in mehr als 40 *m* Tiefe im Sommer durchweg 9° wärmer als nördlich von der Bank. Im August ist auf dem Feuerschiff Außenjade die Temperatur an der Oberfläche 17·9°, in 15 *m* Tiefe 17·6; dagegen im März an der Oberfläche 4·2°, in der Tiefe 4·3°, also um 0.1° wärmer. Hier zeigt sich also die Zufuhr wärmeren (aber salzigeren, also schwereren) Wassers in der Tiefe noch eben spürbar. Über das Verhalten des nördlichsten Teils der Nordsee hat H. N. Dickson in allen Jahreszeiten gute Beobachtungen beigebracht. Er fand die Temperaturen im Sommer an der Oberfläche etwas über 12°, nach der Tiefe hin langsam abnehmend, in 50 *m* 10°, in 200 *m* 9° und am Boden in 330 *m* 8·5°. Im Herbst, Winter und Frühling dagegen herrschte vollkommen gleiche Temperatur in allen Schichten, bei ebenfalls nahezu identischem Salzgehalt: im November (in 62° n. Br.) 9°, im Februar (in 58° n. Br.) 5.4°.

Die Ostsee zeigt noch extremere Schwankungen der Temperaturen als die südliche Nordsee in ihren flacheren westlichen Teilen und Küstengebieten. In der Kieler Bucht sind an der Oberfläche als äußerste Grenze $-1°$ und $+22·5°$, in 9 *m* Tiefe 0° und $+16·5°$, in 20 *m* 0° und $+14·5°$ beobachtet; und da der Salzgehalt in der Tiefe sehr viel beträchtlicher ist als an der Oberfläche, so nimmt im Winter die Temperatur normalerweise mit der Tiefe zu. In der Kieler Bucht (Friedrichsort)

ist im Winter das Tiefenwasser in 29 *m* Tiefe durchschnittlich $2^1/_4{}^0$ wärmer als das Oberflächenwasser, in der Wismar'schen Bucht bei Poel (in 7·3 *m*) sogar 2·6°, und noch in Reval im Finnischen Golf 0·4°, im letzteren Falle bei nur 2·3 *m* Tiefe! Dagegen ist im Sommer das Tiefenwasser bei Friedrichsort um 9·8° (im Juli allein 10·7°), in Poel 1·8°, in Reval 0·2° kälter als die Oberflächenschicht.

Diesen Küstenpunkten sehr ähnlich verhält sich auch das ganze Gebiet der Beltsee, d. h. die Übergangsregion von der Nordsee bei Skagen bis zu der eigentlichen Verbreiterung der Ostsee bei Rügen. Auch in der Beltsee ist im Sommer das Wasser oben wärmer als unten, im Winter aber kälter als unten; nur nach starken Stürmen, die dieses meist nicht über 30 *m* tiefe Flachseegebiet bis zum Grunde aufwühlen, ist in allen Jahreszeiten schon vorübergehend gleiche Temperatur von oben bis unten gefunden worden. Die später noch zu erwähnenden Stromvorgänge stellen aber nach einigen ruhigen Tagen die normale Wärmeschichtung wieder her, indem stärker salziges Wasser am Grunde in die Ostsee hinein, schwach salziges an der Oberfläche hinausfließt. In der eigentlichen, offenen Ostsee, von Bornholm bis zu den Ålandinseln und in den Finnischen Golf hinein, erstrecken sich die jahreszeitlichen Schwankungen der Temperatur nicht über 60 *m* in die Tiefe: Sie spielen sich in einer 50 bis 60 *m* dicken Schicht von überall gleichem Salzgehalt von 7·5 Promille ab, in der sog. homohalinen Deckschicht. Diese ist im Sommer bis in 20 *m* Tiefe hin recht warm, bei Bornholm und Gotland nach ruhigem sonnigen Wetter 14° bis 16°; weiter in die Tiefe nimmt die Temperatur sehr rasch ab, ist in 25 *m* nur noch 7° bis 8°, in 40 *m* 4° bis 5° und in 50 *m* unter 2°, oft wenig über 0°. Im Herbst kühlt sich die Oberfläche ab, das Wasser wird dadurch schwerer, sinkt in die Tiefe und wird von wärmerem ersetzt, das aufsteigt, bis die ganze homohaline Deckschicht gleich temperiert ist: so haben schwedische Forscher sie im November 8·6°, im März 1·5° warm gefunden. Unterhalb dieser Deckschicht liegt ruhiges Wasser, das von 100 *m*

Tiefe abwärts jahraus jahrein Temperaturen von ungefähr 3^0 bis 4^0 zeigt, mit etwa 12 bis 13 Promille Salzgehalt (bei Gotland). Die Ostsee ist also am kältesten am untersten Rande der Deckschicht, weil unter dieser, bei der Zunahme des Salzgehalts, zu schweres Wasser liegt, um noch in Austausch mit den oberen Schichten gelangen zu können. Die sommerliche Erwärmung dieser Deckschicht ist übrigens für das Klima der Ostseeküsten und Ostseeinseln sehr wichtig: sie wirkt im Winter wie eine Warmwasserheizung, die das Zufrieren der offenen Ostsee verhindert. Der lange milde Herbst auf Gotland ermöglicht dort den Anbau der Zuckerrübe und das Reifen von Wallnüssen, in den meisten Jahren sogar der Weintrauben. Wenn aber im Winter die Temperatur der Deckschicht bis auf $1{\cdot}5^0$ abkühlt, so sind dabei nicht mehr die eben erwähnten vertikalen Verlagerungen der Wasserschichten durch zunehmende Schwere an der Oberfläche maßgebend, denn Seewasser von 7·5 Promille Salzgehalt hat sein Dichtigkeitsmaximum bei $+2{\cdot}5^0$; es muß also eine mechanische Durchmischung der Wasserschichten stattfinden, und zwar geschieht diese vorzugsweise durch die aufrührende Thätigkeit der Sturmwellen, daneben vielleicht auch durch das massenhafte Absterben des Planktons, wobei die in die Tiefe sinkenden winzigen Leichen etwas von der Oberflächentemperatur mit sich nehmen.

Im Bottnischen Golf ist die Oberfläche im Sommer entlang den Küsten ziemlich warm, in Haparanda öfter über 16^0, dagegen nach der Mitte des Beckens hin merklich kälter, noch im Juli unter 6^0; soweit hinaus reicht also die Wirkung des Flußwassers nicht. Die homohaline Deckschicht wird kaum erkennbar, sie ist nirgends über 10 *m* mächtig, und in der Tiefe von 30 *m* sind schon $1{\cdot}7^0$, am Boden der bottnischen Wieck in 120 *m* von F. L. Ekman dem älteren 1877 nur $0{\cdot}5^0$ gefunden (mit einem Salzgehalt von 4·7 Promille).

Im nördlichen Eismeer haben wir drei Gebiete nach ihrer verschiedenartigen Wärmeschichtung zu unterscheiden: das tiefe, großenteils eisfreie Becken des sog. „Europäischen Nordmeeres“ zwischen Norwegen,

Grönland und Spitzbergen, das flachere und eisbedeckte Meer östlich vom Meridiane des norwegischen Nordkaps, dem die nordsibirische Flachsee ähnlich ist, und endlich das tiefe, von Nansen auf der Framfahrt entdeckte Becken nahe am Pol selbst.

Im Europäischen Nordmeer nimmt die Temperatur normaler Weise stetig bis zum Boden hin ab, so daß z. B. nach einer Messung Mohns im Juli 1877 die Temperatur an der Oberfläche 8·6° betrug, dann weiter

100 *m*	noch	5°,
1100 *m*	schon	0°,
am Boden in 3130 *m*	aber	— 1·3°.

Nansen fand im Sommer 1900 in derselben Gegend am Boden etwas weniger, nämlich — 1·15° bis — 1·19°. In der Nähe der westlich von der Insel Jan Mayen treibenden Eisfelder aber ändert sich die Wärmeschichtung je nach der Jahreszeit. Im März und April ist nach Mohn in den obersten 75 bis 100 *m* die kälteste Schicht von — 2° vorhanden, nach unten nimmt dann die Temperatur zu (in einem Falle in 290 *m* Tiefe bis zu + 0·1°), wobei natürlich das Tiefenwasser auch einen erheblich größeren Salzgehalt besitzt. Schmilzt nun im Sommer das Eis, so lagert sich über das kalte Winterwasser eine sehr schwach salzige aber wärmere Schicht; dann nimmt die Temperatur von der Oberfläche erst ein wenig ab, aber weiter nach unten wieder zu: ein Verhalten, das sich auch unter dem Ostgrönlandstrom, in der Davisstraße, in der Beringsee und im Ochotskischen Meer, solange es Eis führt, wiederholt. Martin Knudsen und Otto Pettersson haben gezeigt, daß in dem Wasser, worin das ostgrönländische Treibeis schwimmt und abschmilzt, eine bedeutsame Stromzirkulation hervorgerufen wird: nicht nur steigt das Schmelzwasser entlang der Kante des Eises auf und zieht dabei Ersatz von der Seite, aus dem warmen Golfstromgebiet herbei, sondern auch das untergelagerte Wasser wird durch Berührung mit dem — 1·6° kalten Treibeise abgekühlt und zum Absinken nach der Tiefe hin gebracht. Beachtet man außerdem, daß im Gebiet um Jan Mayen auch an der

Meeresoberfläche Wintertemperaturen von — 1·5° vorkommen, so erklärt sich damit die kalte Bodenschicht von nur — 1·2°, die die tiefe Nordmeermulde unter 3000 *m* erfüllt, wie wir sie auch am Ostrande des Wyville-Thomson-Rückens schon kennen gelernt haben (s. o. S. 157). Entsprechend diesen Vorgängen ist auch der Salzgehalt der eiskalten Bodenschicht um 0·4 Promille niedriger als der der Oberfläche des Golfstromgebiets; also ähnlich wie im nordwestatlantischen Becken. Westlich von Spitzbergen wird auch an der Oberfläche das Golfstromwasser unter 5° abgekühlt und trotz seines Salzgehalts von 35·3 Promille damit schwerer, als das arktische Wasser mit 0° bis — 1°, aber nur 34·5 bis 35·0 Promille Salzgehalt: dann sinkt das warme Wasser unter, und an der Oberfläche herrscht das arktische allein.

Etwas anders als im Europäischen Nordmeer fand Weyprecht die Verhältnisse im flacheren Barentz-Meer zwischen Nowaja Semlja und Franz Joseph-Land: dort war im Winter in 50 *m* Tiefe eine Temperatur von — 2·1°, in 310 *m* am Boden aber — 1·1°, also hier eine Zunahme der Temperatur und selbstverständlich auch des Salzgehaltes. Dagegen nahm im Sommer die Temperatur von 50 *m*, wo sie — 2·1° geblieben war, ab bis — 2·2° am Boden in 210 *m* Tiefe; dann hatte also die ganze Wassersäule eine nahezu gleiche, aber sehr niedrige Temperatur. Nach Weyprecht ergiebt sich als Mitteltemperatur von der Oberfläche bis zum Boden

im Sommer — 2·1°,
im Winter — 1·5°.

Dieser Teil des Eismeeres hat also im Winter wärmeres Wasser als im Sommer. Weyprecht hat dieses paradoxe Verhalten dadurch zu erklären versucht, daß er in diesem verhältnismäßig flachen Meer im Sommer die großen Mengen von Schmelzwasser, welche aus den sibirischen Strömen herstammen, alles beherrschen läßt: diese bewirken ein höheres Niveau des Meeres und verdrängen die salzigeren, aber wärmeren, aus dem norwegischen Meer vordringenden Tiefenschichten. Im Winter dagegen können diese, die äußersten Ausläufer des Golf-

stroms, sich unter dem Eise nach Osten hin ausbreiten, denn nun fehlen die sie zurückdrängenden Schmelzwassermassen.

Diese mächtig entwickelte eiskalte Schmelzwasserschicht nordasiatischen Ursprungs spielt nun eine bedeutende Rolle in dem tiefen centralen Polarbecken. Hier sah Nansen unter einer nur im Sommer auftretenden ganz oberflächlichen Schicht von *2 m* Dicke mit $+ 1^0$ Wärme die Temperaturen sofort unter $- 1^0$ sinken, mit einem Minimum von $- 1{\cdot}5^0$ in rund *70 m* Tiefe, worauf sie zwar langsam anstieg, aber erst in *200 m* über 0^0 erreichte. Diese eisige Deckschicht ist im Wesentlichen identisch mit dem von Weyprecht nördlich von Nowaja Semlja beschriebenen kalten Wasser. Darunter folgt nun in der polaren Tiefsee von *200* bis *800 m*, also mit *600 m* Mächtigkeit, eine relativ warme Zwischenschicht, wo die Thermometer durchweg über 0^0 zeigten, mit einem Maximum von $+ 0{\cdot}5^0$ bis $+ 0{\cdot}9^0$ bei rund *300 m*. Unterhalb von *820 m* aber sank die Temperatur von Neuem unter 0^0, hatte (am 17. August 1894 in $81^0\,6'$ n. Br., $128^0\,0'$ ö. L.) ihr Minimum mit $- 0{\cdot}79^0$ in *2900 m*, worauf sie zum Boden hin noch wieder um eine Kleinigkeit stieg: in *3800 m* waren es $- 0{\cdot}68^0$. Die über 0^0 temperierte Zwischenschicht wird von Nansen als submarine Fortsetzung des Golfstroms angesehen; und da dieses wärmere salzige Wasser von dem Treibeis durch jene rund *200 m* mächtige Deckschicht schwachsalzigen Wassers getrennt ist, kann hier nicht, wie beim Ostgrönlandstrom, eine weitere Abkühlung stattfinden. Wenn nun am Boden eine Temperatur von $- 0{\cdot}7^0$ gefunden wird, statt $- 1{\cdot}2^0$ im Nordmeerbecken, so schließt Nansen hieraus, daß das centrale Polarbecken durch eine unterseeische Schwelle zwischen Spitzbergen und Ostgrönland abgeschlossen sein müsse. In der That lassen einige Tiefseelotungen in dieser Gegend diese Vermutung als richtig erkennen, abgesehen davon, daß schon die Bodentemperaturen, nach der Analogie der abgeschlossenen Mulden aller großen Mittelmeere, diese Schwelle geradezu als unabweislich fordern. Otto Pettersson hat dazu mit Recht

bemerkt, daß darnach das eigentliche Schlachtfeld zwischen arktischem und tropischem Wasser im Europäischen Nordmeer bei Jan Mayen läge, wo, je nach den meteorologischen Verhältnissen, bald die Wassermassen des Polarstroms, bald die des Golfstroms an Feld gewinnen, beide sich aber im Ganzen das Gleichgewicht halten.

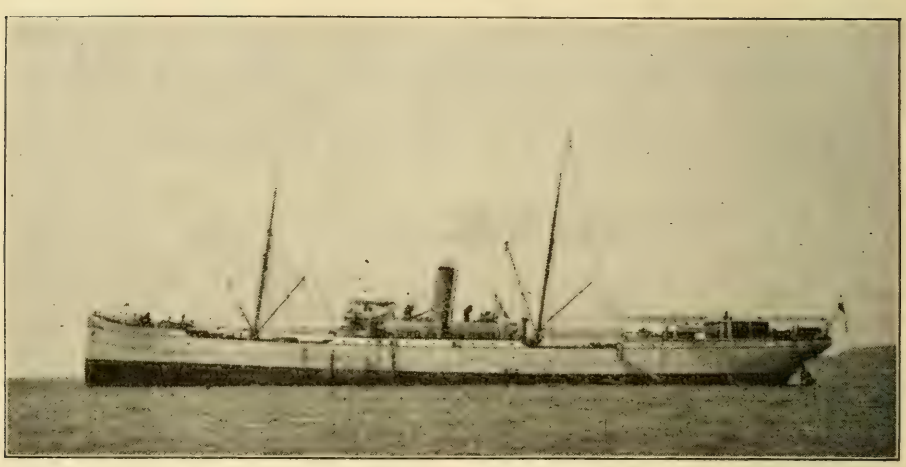
Der Wärmeschichtung des centralen Polbeckens ist übrigens die der hohen südlichen Breiten innerhalb des Treibeises ganz ähnlich, wie schon die unvollkommenen Messungen des Challenger erkennen ließen, nun aber durch die sorgfältigen Beobachtungen der deutschen Tiefsee-Expedition zuverlässig erwiesen ist. Gerhard Schott berichtet, daß die oberste Schmelzwasserschicht mit einer mittleren Temperatur von etwa $-1{\cdot}5^0$ bis 160 *m* Tiefe hin reichte, dann die wärmere Zwischenschicht bis 1500 *m* hinab mit Temperaturen durchweg über 0^0, mit dem Maximum von etwas über $+0{\cdot}8^0$ in 900 *m*, folgte, und dann die kalte Grundschicht etwas unter 0^0 bis zum Boden hin herrschte, wobei sich aber noch in 4000 *m* Tiefe $-0{\cdot}2^0$, in 5000 *m* $-0{\cdot}5^0$ fanden. Hier haben die gleichen Ursachen die gleichen Wirkungen: das schwere ozeanische Wasser kann nicht in Berührung mit dem Treibeis und der antarktischen Winterluft kommen, da sich die leichte Schmelzwasserschicht als schirmende Decke dazwischen schiebt; nur die riesigen Eisberge ragen mit ihrem Fuß durch diese Deckschicht hindurch.

3. Die Eisverhältnisse.

Schon die letzten Betrachtungen führten uns in die Polargegenden der Erde und zeigten uns die tief und weit reichenden Wirkungen der Eismassen, welche große Flächen der arktischen und antarktischen Räume beherrschen.

Das im Meere vorkommende Eis ist dreierlei Art, Süßwassereis, Gletschereis und Feldeis, wovon nur das letztere aus gefrorenem Meerwasser besteht. Diese Eisarten unterscheiden sich leicht durch ihre feinere Struktur. Zwar bilden sie alle beim Auftauen der Oberfläche

Fig. 58.



Dampfer Valdivia der deutschen Tiefsee-Expedition.

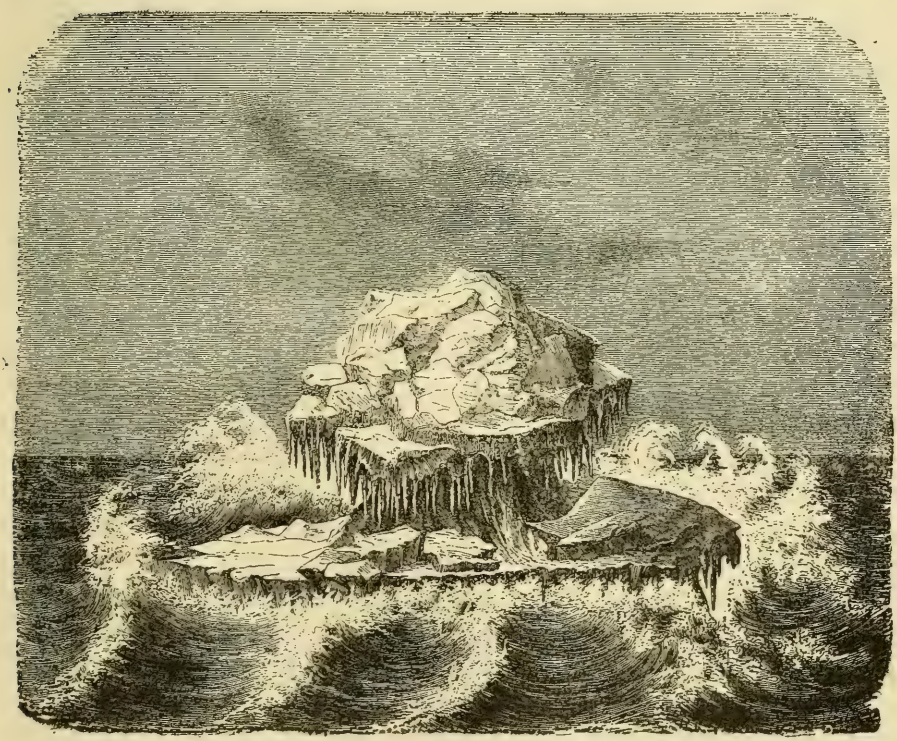
Körner von Erbsen- bis Kartoffelgröße; aber die Körner des Süßwassereises bestehen aus Plättchenbündeln, die parallel zum Wasserspiegel gerichtet sind, während die des Meereises senkrecht dagegen und die des Gletschereises in allen möglichen Winkeln orientiert sind. So kann der Polarfahrer unter der Lupe jedem Stück Eis, das er trifft, seinen Ursprung nachweisen.

Süßwassereis wird nur in einigen Teilen des Nordpolarmeeres gefunden, so im Karischen Meer, der Barentz-See nördlich von Nowaja Semlja und bei den sibirischen Küsten: es wird durch die auftauenden großen Flüsse Sibiriens und Nordrußlands in jedem Frühjahr nach mächtigem Eisgange in die See hinausgeführt, wo es durch seine krystallhelle grünliche Farbe, große Härte und Sprödigkeit von dem Feldeise des Meeres leicht zu unterscheiden ist. Die norwegischen Walroß- und Robbenjäger, welche mit ihren kleinen starken und flinken Yachten diese Meere durchstreifen, gehen auch den kleinsten Stücken dieses scharfen Eises aus dem Wege, während sie Zusammenstöße mit dem mürberen Feldeise keineswegs scheuen.

Das Gletschereis liefert die imposantesten Eisbildungen der arktischen Meere, die großen Eisberge.

Ihre Geburtsstätte liegt in den schnee- und firnerfüllten Thälern und Mulden der hohen Landflächen, die im arktischen Gebiet in Grönland, Spitzbergen, Franz-Josephs-Land stellenweise fast alpinen Charakter annehmen. Namentlich ist das ganze innere Grönland als ein großes Firngebiet aufzufassen, welches seine Gletscherzungen an die Küsten herunterschiebt und in den Fjorden bis in die See hineinragen läßt. Da die Gletscher auch im Winter in steter Vorwärtsbewegung bleiben, so brechen die vordersten Enden derselben durch den Auftrieb des Wassers ab und werden alsdann durch Strom und Wind von den Küsten hinweggeführt, weithin von ihrem Entstehungsorte. Die arktischen Eisberge sind also nichts als abgebrochene Gletscherköpfe. So bringen sie auch alle Kennzeichen des Gletscher-

Fig. 59.



Eisbildung.

eises mit sich, zeigen eine gewisse Schichtung, sind beladen, besonders an ihrer ursprünglichen Unterseite, mit Steinen und Schutt, zeigen zahlreiche Spalten, die den zerstörenden Kräften geeignete Angriffspunkte gewähren. In wärmere Breiten getrieben, zerfällt der große Berg mehr und mehr, die Kraft der Sonne schmilzt ihn in der Luft, das wärmere Wasser in seinem untergetauchten Teile, der Seegang nagt unaufhörlich an seinen Flanken, und Regengüsse spülen vertiefend durch seine Spalten. So stellen sich diese treibenden Eisberge bisweilen in wunderlichen, grottesken Formen dar, bald turmartig steil in Zinken und Zacken sich erhebend, jederzeit mit drohendem Einsturz oder Umsturz die Annäherung der Schiffe gefährdend, bald mit ganzen Gallerien von hängenden Zapfen malerisch umkränzt. Der stets wechselnde Anblick dieser von schräg einfallendem und mannigfach gefärbten Licht des ununterbrochenen arktischen Sommertages beleuchteten Eiskolosse wird von allen Polarforschern einstimmig als unvergleichlich reizvoll geschildert. Doch sind die Höhen dieser Eismassen über dem Meeresspiegel vielfach überschätzt worden; Berge von 300 oder 500 *m* Höhe kommen in den nördlichen Meeren niemals vor. Schon Rink hat für die grönländischen Eisriesen eine durchschnittliche Höhe von nur 70 *m* über dem Meeresspiegel angegeben, und Erich von Drygalski konnte das durchaus bestätigen: der höchste von ihm sicher gemessene Berg hatte nur 137 *m*, ein andrer, bei nebliger Luft, also weniger zuverlässig, 195 *m*; solche über 100 *m* waren keineswegs häufig.

Da diese Berge von Eis aus einem Stoffe bestehen, dessen spezifisches Gewicht nur ein wenig geringer ist*) als das des Seewassers, in dem sie schwimmen, so befindet sich ihre Hauptmasse stets unter dem Wasser. Beständen sie ganz aus massivem und homogenem Eise, so würde etwa nur ein Achtel ihres Gewichts über das Wasser hinausragen dürfen, sieben

*) Schon Scoresby (1820) bestimmte das specifische Gewicht desselben zu 0·915.

Achtel also eingetaucht sein. Aber die Porosität und damit der Luftgehalt des Firneises wird zur Folge haben, daß dieses letztere Maß auf mindestens vier Fünftel, oft drei Viertel zu erniedrigen ist. Wegen dieses erheblichen Tiefganges sind die großen Berge von den Winden unabhängiger als die kleineren Brocken und Schollen; sie werden daher durch die stetigeren Meeresströmungen tausende von Kilometern südwärts geführt, so entlang der Ostküste Grönlands, der Ostküste Davislands und Labradors, hier südlich der großen Neufundlandbank bisweilen den 40. Breitengrad nach Süden überschreitend.

Das Meerwasser selbst gefriert desto schneller, je niedriger sein Salzgehalt ist. So werden die schleswigschen Buchten der Ostsee sich früher bei gleicher Temperaturerniedrigung mit Eis bedecken als die gegenüberliegenden Watten der Nordsee. Für die arktischen Meeresgebiete gilt eine Temperatur von mindestens — 2·5° als Bedingung des Gefrierens.

Der Vorgang des Gefrierens ist mehrfach beschrieben worden. Nach Prof. Börgen, dem bekannten Mitglied der Koldeweyschen Expedition nach Ostgrönland (1869 und 1870), geht dieses in der Weise vor sich, daß zuerst einzelne Nadeln zusammenschießen, die zuerst gar keinen Zusammenhang haben, dann aber einen dicken Brei bilden und endlich sich zu einer Eisdecke vereinigen; ein Schneefall begünstigt diesen Vorgang besonders. Die erste Decke ist biegsam wie Leder, so daß sie bei einer Dicke von einem Centimeter den Seegang, wenn auch gedämpft, in schön gerundeten Wellen fortpflanzt, ohne dadurch zu zerreißen. Diese Biegsamkeit und Plastizität ist auch bei dickerem frischem Eise noch vorhanden. Weyprecht vermochte die teigartig weiche Decke mit einem Stabe zu durchstoßen, und der Fuß des darüber hin Schreitenden hinterließ wie im Lehm tief eingeprägte Spuren. Gefriert das Meerwasser schnell, wie es der Fall ist, wenn bei sehr großer Kälte das Eis zerspringt und in den Spalten das Wasser empordringt, so wird beim Erstarren desselben fast alles Salz in dem Eise eingeschlossen; ge-

wöhnlich vollzieht sich dieser Prozeß jedoch langsamer, so daß nur eine Oberflächenschicht von ein paar Centimeter stärker salziges Eis liefert, das tiefer liegende Eis dagegen nur wenig davon einschließt; immerhin enthielt grönländisches Fjordeis nach Erich von Drygalskis Messungen beim Schmelzen doch bis zu fünf Promille Salz, und nach demselben Forscher ist dieser Salzbeimengung die mehr oder weniger auffallende Biegsamkeit des Jungeises zuzuschreiben. Im Allgemeinen wird das Salz im Momente des Gefrierens von den Wasserteilchen ausgeschieden und an die tiefer gelegenen abgegeben, deren Salzgehalt so sich steigert. Damit werden sie aber auch schwerer gefrierbar, außerdem werden sie beim Wachsen der schlecht leitenden Eisdecke von der Berührung mit der kalten Luft mehr und mehr geschützt. So kommt es, daß im Polarmeer das Eis nicht bis ins Unendliche wächst, sondern daß es schließlich eine Maximaldicke für dasselbe geben wird, welche in einem Winter erreichbar scheint, mag die Lufttemperatur noch so tief sinken. In der That haben die Beobachtungen an den verschiedensten Stellen des nördlichen Eismeeres dies bestätigt und ergeben, daß diese Maximaldicke auf 2 bis $2^1/_2$ *m* anzusetzen ist. Im Sommer tauen solche einwinterigen Schollen auf, zerspringen in kleinere Stücke, frieren mit anderen wieder zusammen, werden durch Stürme hin und her getrieben, aneinander gepreßt, übereinander getürmt, durch die Wellen, die an ihnen branden, aufgerollt und so erheblich verändert und umgestaltet. Selten haben darum die Schollen oder Flarden eine Oberfläche, die eben zu nennen wäre; immer ist sie mit einem Gewirr von Höckern und Klippen bedeckt, in denen der Schnee sich fängt und die den Schlittenreisenden den Weg sehr beschwerlich machen. Im Sibirischen Eismeer heißen diese Unebenheiten Tarossen. Diese bieten aber auch dem Winde eine Fläche dar, auf welche drückend er die Schollen vor sich hertreibt. Großartig ist der Anblick solcher Schollen, wenn sie vor dem darüberhin fegenden Nordsturm einhersegeln, in wirrer Bahn, bald sich drehend, bald stoßend, bald von unwiderstehlicher Pressung

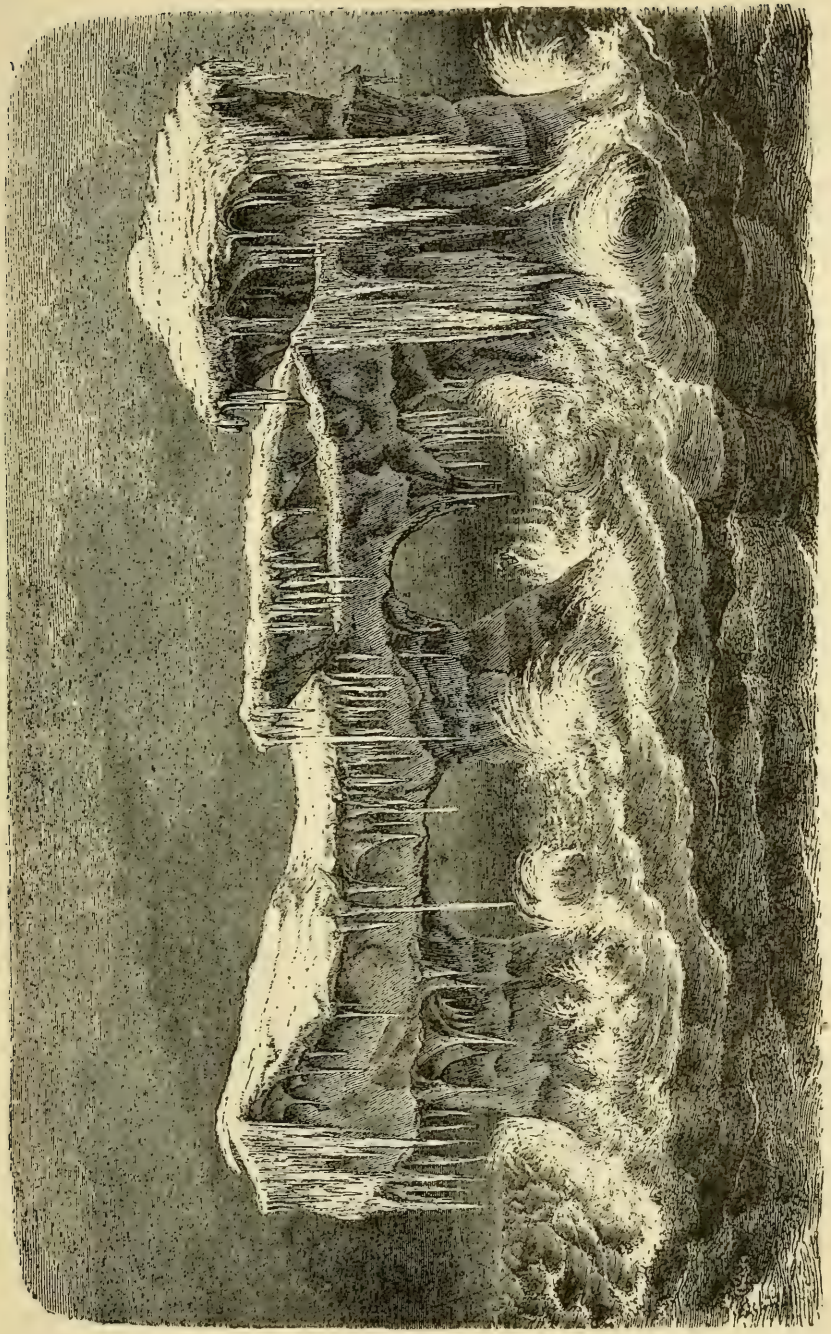


Fig. 60. Eisbildung.

knirschend und krachend, auf den trägeren Nachbar geschoben und getürmt. Holen sie in dieser schnellen Fahrt (nach einer Messung von Scoresby im Jahre 1804 bis 4 Sm. in der Stunde oder 2 *m* in der Sekunde!) einen Eisberg ein, so teilen sich ihre lockeren Massen aufbäumend und zersplitternd an ihm und bereiten dem unkundigen Auge die Täuschung, als ob der Berg, mit Riesengewalt nach Norden dringend, die widerstehenden Schollen durchbräche.

Beginnen dann die Frosttage des Herbstes, so frieren die Schollen zusammen und kommen an den Küsten zum Stehen. In den Straßen des Parry-Archipels im Norden von Amerika, besonders aber im Norden vom Smithsund und Robeson-Kanal, werden die Schollen und Felder jahrelang nur wenig von der Stelle bewegt, in manchen Sommern vielleicht überhaupt ganz festgefroren bleiben. Dort fand denn auch die britische Nordpolexpedition unter Sir George Nares wahrhaft kolossale, die Spuren hohen Alters zur Schau tragende Aufhäufungen von solchen Schollen, die vielfach eisbergartig hoch (40 bis 50 *m*) übereinander geschoben waren (s. Abbildung S. 179). Daher die englischen Forscher diesem Meere säkulärer Eismassen den Namen des „paläokrystischen“ oder „Ureis“ führenden beilegten. Auch Weyprecht konnte, während sein Schiff Tegetthof festgefroren im Eise lag und in der Barentz-See nordwärts trieb, feststellen, daß dieses Packeis aus drei Stockwerken übereinander bestand, deren oberstes bis 3 *m*, zweites von $3^1/_2$ bis 7, drittes bis 9 *m* Tiefe einnahm; in den Zwischenräumen war Seewasser.

Am höchsten und stärksten sind die Schollen, am festesten fügen sie sich aneinander in den innersten Teilen des Nordmeeres, in denen sich auch Fridtjof Nansens denkwürdige Expedition abgespielt hat. Diese alten Bildungen allein hat man ursprünglich mit dem Namen Packeis benannt; vielfach bezeichnet man aber auch überhaupt größere Massen von Meereis so, wenn sie in der Nähe der Küsten vorkommen und auf absehbare Strecken hin den Schiffen keinen Durchpaß gestatten.

Das Feldeis ist mürbe und locker, schon weil es

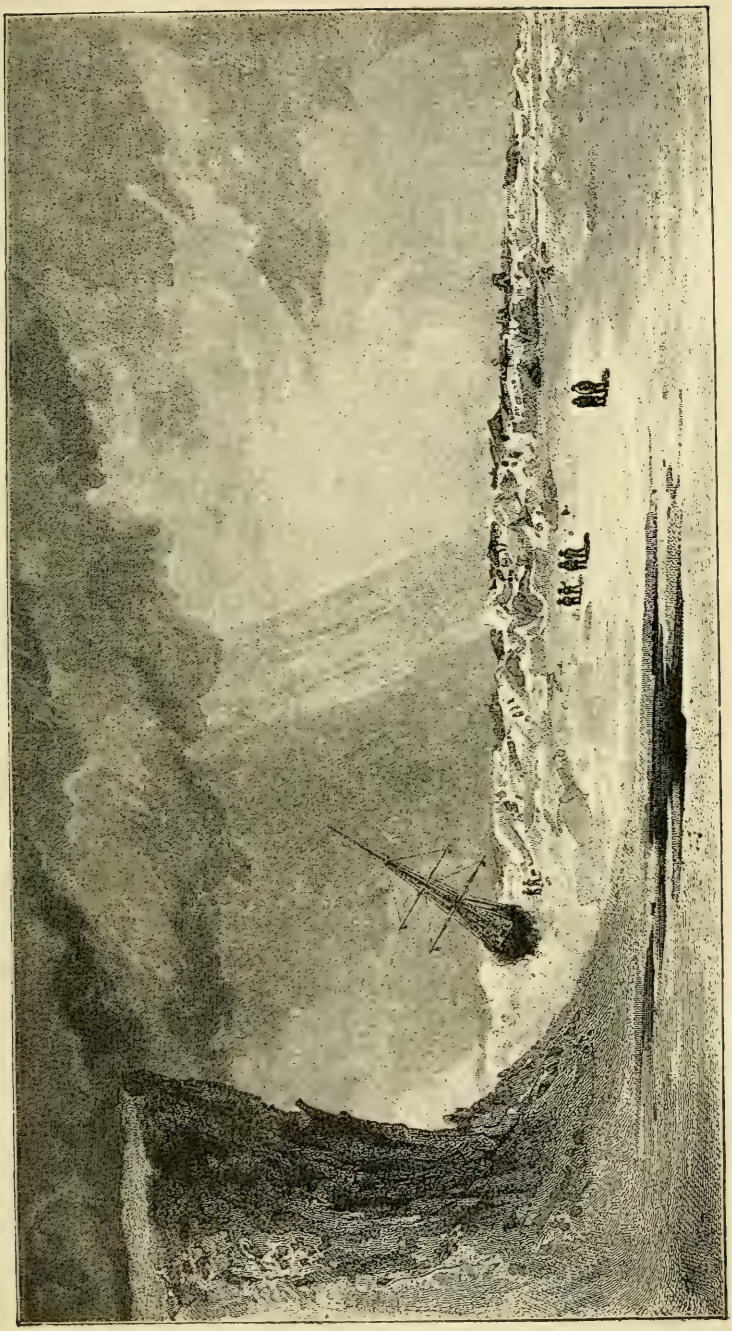


Fig. 61.

Packeis an der Küste von Nordwest-Grönland (nach Kane).

zum guten Teil aus Lagen von Schnee besteht; daher erliegt es den zerstörenden Einwirkungen des arktischen Sommers noch schneller als das Gletschereis. Doch auch im Winter verringert sich das Volumen des Eises an seiner Oberfläche, indem auch dann die Verdunstung nicht ganz aufgehoben ist; Weyprecht fand, daß ein im Freien aufgestellter Eiswürfel in der Zeit vom 1. Oktober bis 17. Mai über die Hälfte seines Gewichtes, durch Verdunstung an seiner Oberfläche, einbüßte.

Sind größere Flächen im Sommer solcher Verdunstung ausgesetzt, so bleibt das den Schollen ursprünglich beigemengte Salz, das ja nicht mit verdunstet, zurück und bildet alsdann die schlüpfrigen, schwer passierbaren und mit Recht von den Schlittenreisenden gefürchteten Flächen von „Schmiereis".

Bisweilen kommen auch Schollen von riesigen Dimensionen in verhältnismäßig niedrigen Breiten noch vor. Clavering fand 1823 nördlich von der Dänemarkstraße eine solche von 60 Sm. oder 110 *km* Länge. — Den Polarfahrern, die durch diese treibenden Schollen hindurch ihren Pfad suchen, verraten sich die größeren Eisflächen schon in der Ferne durch den weißen Schein, mit dem sie die Luft darüber erhellen, den sog. „Eisblink", während offenes Wasser den Himmel dunkel läßt; dieser „Wasserhimmel" zeigt ihnen dann die einzuschlagende Fahrtrichtung.

Wegen ihrer geringen Widerstandsfähigkeit treiben diese Schollen bei weitem nicht in so niedrige Breiten hinab wie die unvergleichlich massigeren Eisberge. In den Meeren der südlichen Halbkugel aber herrschen die Eisberge überhaupt, auch erreichen sie dort eine Größe und Häufigkeit, wie sie im Nordpolargebiet unerhört sind.

Von diesen antarktischen Eisbergen hatte schon G. Forster vor 125 Jahren als merkwürdig hervorgehoben, daß sie vielfach als an ihrer Oberfläche ebene und im Ganzen tafelförmige Gebilde aufzutreten pflegen. James Clark Ross und Wilkes (um 1840) wie die Challenger-Expedition (1876) und die Deutsche Tiefsee-Expedition (1899) haben diese Beobachtung nur im vollsten Maße

bestätigen können: der normale Eisberg der hohen südlichen Breiten ist sehr regelmäßig geformt, oben flach, mit senkrechten Seiten, dabei meist von enormer Grund-

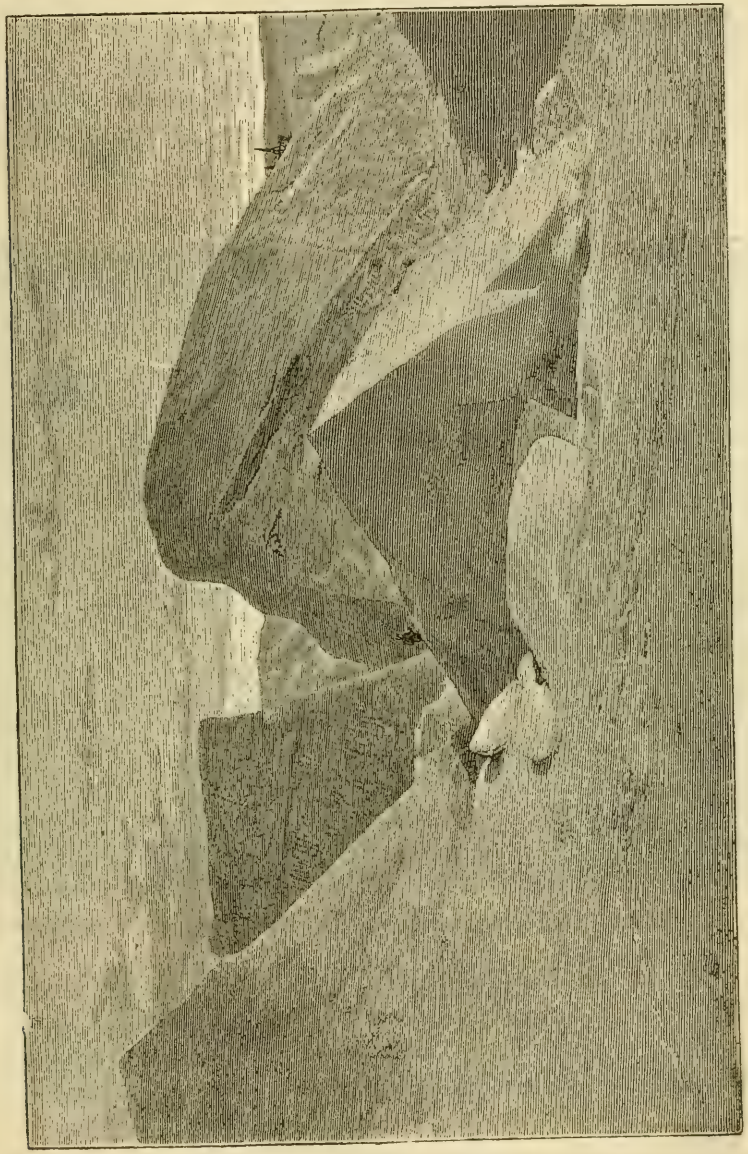
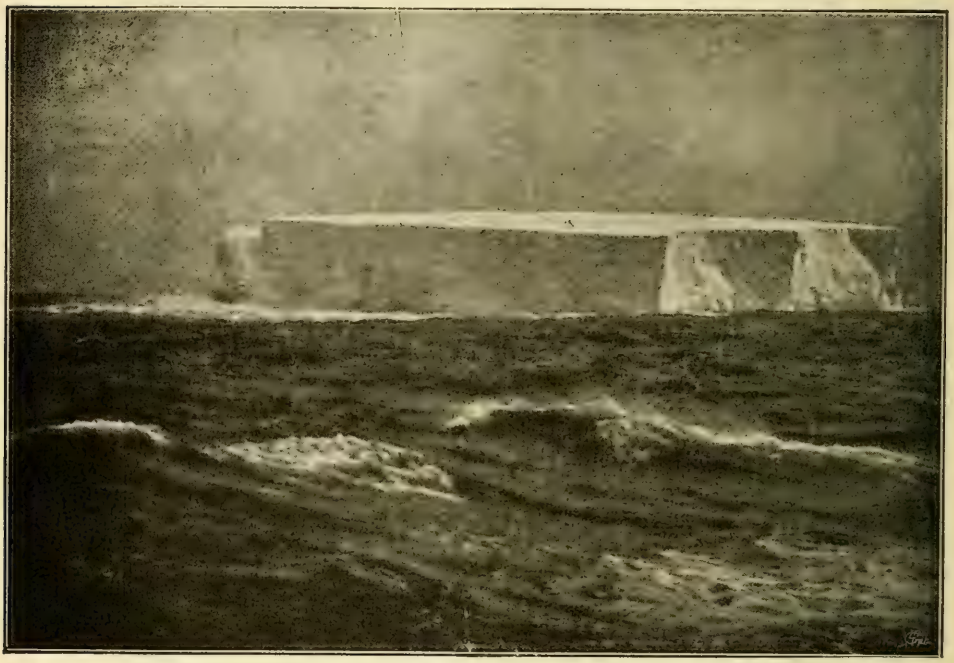


Fig. 62. Neugebildete „Eisberge" am Ausgange des Robeson-Kanals. Winter 1875—76.

fläche. Es sind wahre Eisinseln: solche von 1 bis 2000 *m* Durchmesser, also von der Größe Helgolands, ganz gewöhnlich. Viele der kleineren gleichen schwimmenden

Würfeln. (Fig. 63.) Die stürmische See tobt an ihrer Luvseite mit gewaltiger Brandung wie an einem hohen Felsgestade; an der Leeseite sammeln sich abgelöste Bruchstücke an. Merkwürdig ist nun, daß diese antarktischen Berge in den Breiten jenseits 60° s. Br., wo sie durch Abschmelzen noch wenig gelitten haben, als Tafeln von 50, 60, seltener sogar bis 80 *m* Höhe über See aufragen. Schon durch diese Dimensionen sind ihre

Fig. 63.



Antarktischer Eisberg, nach Chun (an der linken Kante eine hohe Brandungswelle.)

Beziehungen zu dem antarktischen Landeis angedeutet, einer Bildung von einziger Großartigkeit, der auf der nördlichen Hemisphäre nichts Ähnliches gegenüber zu stellen ist, die aber wahrscheinlich zur sog. Eiszeit einst auch dort vorhanden war.

Diejenigen Forschungsexpeditionen nämlich, welche, wie Wilkes und J. C. Ross, am weitesten in die antarktischen Räume vorgedrungen sind, sahen sich schließlich aufgehalten durch eine hunderte von Seemeilen lang

unabsehbar in derselben Beschaffenheit sich hinziehende senkrechte Eismauer, die 50 *m* Höhe fast durchweg übersteigt und wie glatt abgeschnitten, ohne Spalte, ohne Vorsprung endigt (Fig. 64). Nur einmal vermochte Ross vom Großtopp seines Schiffes aus auf die obere Fläche der daselbst nur 46 *m* hohen Eiswand hinaufzusehen, sie erschien ganz glatt und glich mit ihrer frischen Schneelage einer unermeßlichen Ebene von gefrorenem Silber. Immer zeigt die Eiswand eine deutliche horizontale Schichtung, und von oben nach unten nehmen die Schichten an Dicke ab, so daß die untersten durch den Druck der darüber lastenden zusammengepreßt erscheinen. An einigen von Ross untersuchten Stellen scheint diese Eismauer auf dem Meeresboden festzuliegen, an vielen andern Stellen war dies aber entschieden nicht der Fall. So fand er am 23. Februar 1842 in 77^0 49′ s. Br., 163^0 36′ w. L. in einem Abstande von $1^1/_2$ Sm. oder 2800 *m* vor der ausnahmweise nur 23*m* hohen Eismauer eine Tiefe von 530 *m*, wobei also der unter Wasser befindliche Teil der Eismasse schwerlich auf mehr als 200 *m* zu veranschlagen war.

Aus den vorliegenden Nachrichten, so unvollständig sie auch sein mögen, läßt sich doch als höchst wahrscheinlich folgern, daß wohl der ganze Südpolarraum von einer zusammenhängenden Eisdecke überlagert ist, welche jedenfalls größtenteils eine festländische Basis zur Unterlage hat. Land ist jenseits des Südpolarkreises mehrfach mit Sicherheit gesehen worden, James Ross vermochte ja Berge von Montblanchöhe in dem von ihm entdeckten Viktorialand zu beschreiben, und Beweise, daß die schwimmenden Eistafeln an ihrer Unterseite regelmäßig durch eingefrorene Steine und Schutt belastet sind, giebt es bei Ross und Wilkes in großer Zahl. So erzählt Ross: „Während ich einen Aufnahmewinkel (an der Küste von Viktorialand) maß, erschien eine Insel, die ich vorher nicht bemerkt hatte und von der ich gewiß wußte, daß sie vor zwei oder drei Stunden noch nicht sichtbar gewesen war. Sie hatte über 30 *m* Höhe und der Gipfel und die Ostseite waren ganz frei von Schnee. Als ich meine Überraschung darüber äußerte,

bemerkte einer der Offiziere, daß ein großer Eisberg, den wir früher beobachtet hatten, verschwunden sei oder vielmehr sich umgewälzt habe, so daß er jetzt eine neue Seite mit Erde und Steinen bedeckt zeige, welche den Berg einer neuen Insel täuschend ähnlich machten; übrigens war bei genauer Beobachtung noch ein schwaches Schwanken der Masse bemerklich."

Diese kolossale Eiskappe, mit welcher eine allem organischen Leben feindliche Natur eine Fläche halb so groß wie Afrika wie mit einem Leichentuch verhüllt hält, wächst wie ein großer Gletscher aus dem Innern des antarktischen Raumes nach allen Richtungen hinaus. Sowie der äußere Saum in tieferem Wasser zum Schwimmen kommt und sein Auftrieb stärker wird als die Festigkeit des Eises, bricht er ab und liefert so jene kolossalen tafelförmigen Eisinseln, welche für die südlichen Meere so charakteristisch sind. Diese Eisberge zeigen, wie die Gletschermauer selbst, an ihrer Oberfläche jenes Lager blendendweißen Schnees, dann ebenso eine deutliche Schichtung, die sich schon von fern her durch die nach unten hin zunehmende blaue Färbung verrät.

In den offenen Meeresflächen jener Breiten, welche durch heftige Stürme fast ununterbrochen bewegt werden, kommt es nur in den höchsten Breiten, namentlich dicht an der Eismauer zur Ausbildung von Meereis; aber auch dieses wird durch den kräftigen, nimmer rastenden Seegang stets in kleinen Dimensionen gehalten; große unabsehbare Felder von geschlossenem Packeis, wie sie im Nordpolarraum so gewöhnlich sind, hat man in jenen südlichen Meeren nur in Landnähe angetroffen. So kommt es, daß nur Entdeckungsexpeditionen antarktisches Feldeis kennen lernten, während die Eismassen, welche gelegentlich auf den großen Segelstraßen südlich von 40^0 s. Br. von den Handelsschiffen getroffen werden, ausnahmslos Tafelberge oder doch Ruinen oder Trümmer von solchen sind.

Die Karten in Polarprojektion (S. 186 und 187) zeigen die äquatorialen Grenzen des Treibeises in beiden Hemisphären. Auf der nördlichen ist das Hauptgebiet desselben die Davisstraße, der Labradorstrom, dann der Ostgrön-

landstrom und das Meer östlich von Spitzbergen und Nowaja Semlja. Die Beringsee ist in ihren nördlichsten Teilen zu flach, das anliegende Land zu niedrig, um erhebliche Eismassen zu liefern; so kommt nur winterliches Feldeis von geringfügigen Dimensionen dort und im Ochotskischen Meere in Betracht. Im Bereiche des letzteren entsteht es vorzugsweise in den nördlichen Buchten (Penschina- und Gischiga-Bai), von wo es im Frühling südwärts treibt und sich bis in den Juli hinein bei den Schantar-Inseln nördlich von der Amurmündung erhält.

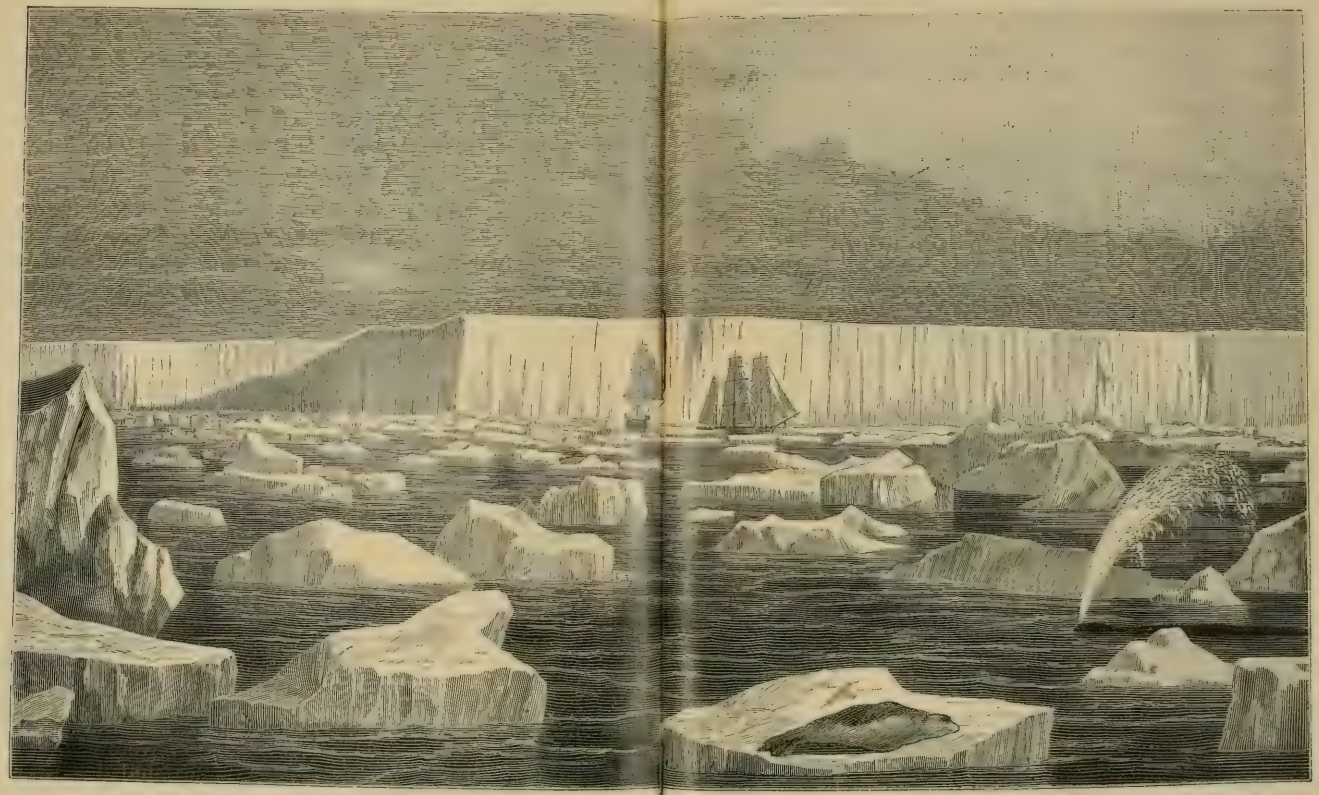
Außerhalb der eingezeichneten Linie sind Eisberge nur sehr seltene Gäste. Den europäischen Küsten bleiben sie immer fremd, auch vom Nordkap hält sie der warme Golfstrom fern. Es war ein unerhörter und seitdem nicht wiedergekehrter Fall, daß Kapitän James Ross im Jahre 1836 zwei große Eisberge in der kalten Rinne am Wyville-Thomson-Rücken (61° n. Br., 6° w. L.) erblickte. An der Südküste von Island sind Eisberge nur im Mai 1826 und 1859 gesichtet worden. In der Gegend der Neufundlandbänke sind ihre äußersten Punkte im Jahre 1890 verzeichnet worden: nach Süden hin gelangte damals ein Eisberg bis (angeblich) 36° 49′ n. Br. in 42° 18′ w. L., also mitten in das Gebiet des Floridastroms; nach Osten aber bis in $46^1/_2{}^0$ n. Br., $28^1/_2{}^0$ w. L.; ja noch in 49° n. Br., $24^1/_2{}^0$ w. L. hat der Hamburger Dampfer Slavonia (am 10. Juli) eine Eisscholle von 2 *m* Länge gefunden: nur 550 Sm. oder kaum zwei Tagereisen von der Küste Irlands entfernt.

Das Kärtchen auf S. 188 (Fig. 67) giebt nach einer von der Seewarte für den Gebrauch der Hamburger und Bremer Dampferkapitäne seinerzeit entworfenen Zusammenstellung einen Überblick über die mächtigen Eismassen, welche im Frühsommer 1882 im Osten und Südosten der Neufundlandbank aufgetreten waren. Es war kein übermäßig eisreiches Jahr, und das Bild verdeutlicht aus den eingetragenen Linien der Wassertemperaturen, wie hier der Hauptstrom des Eises und des Schmelzwassers am Ostrande der Bank entlang führt. Am 24. Mai 1882 passierte ein nach Newyork bestimmter

deutscher Postdampfer während 24 Stunden hier nicht weniger als 351 Berge der verschiedensten Größe. —

äußere punktierte Linie umschreibt die Räume, in denen überhaupt Eisberge gesichtet worden sind, die innere

Fig. 64.



Die antarktische Eismauer.

Auf einer zweiten Karte (Fig. 66) ist das südhemisphärische Treibeis zur Darstellung gebracht. Die gestrichelte Linie dagegen das eisreichere Gebiet, wo Eisberge häufig vorkommen. Interessant und nicht ohne

Berufung auf einen warmen Meeresstrom zu erklären ist die Eisfreiheit des Meeres um die Kerguelen-Insel im südlichen Indischen Ozean. — Die äußere Zone wird nur in sogenannten Eisjahren von Eisbergen besucht. Diese folgen sehr unregelmäßig und in großen Zwischenräumen aufeinander, und lassen alsdann Eis in Breiten vordringen, welche auf der nördlichen Hemisphäre nie-

Fig. 65.

Nordpolkarte.

mals von solchem berührt werden. Es sind Naturerscheinungen von besonderer Großartigkeit, denen sich auch der kühnste Schiffer machtlos gegenüber gestellt sieht. Solche Eisjahre waren im 19. Jahrhundert: 1834, der Sommer 1839 zu 1840, 1844, 1850, 1855 zu 1856, 1867, 1868 zu 1869 und 1878 zu 1879; dann auch 1892 und 1893. Unter diesen ergab zunächst der Sommer 1855 zu 1856 besonders niedrige Breitenpositionen; sowohl im

Indischen wie im Pazifischen Ozean wurde damals von den Eisinseln der 40.° s. Br. überschritten und in Sicht des Kap Agulhas, der Südspitze Afrikas, mit $34^3/_4{}^0$ s. Br. die niedrigste Breite erreicht, die jemals von Eisbergen bisher berührt wurde: sie würde auf der nördlichen Hemisphäre zwischen der von Gibraltar und Madeira die Mitte halten. Nächstdem brachten die Jahre 1892 und 1893 besonders großartige Ausbrüche antarktischen

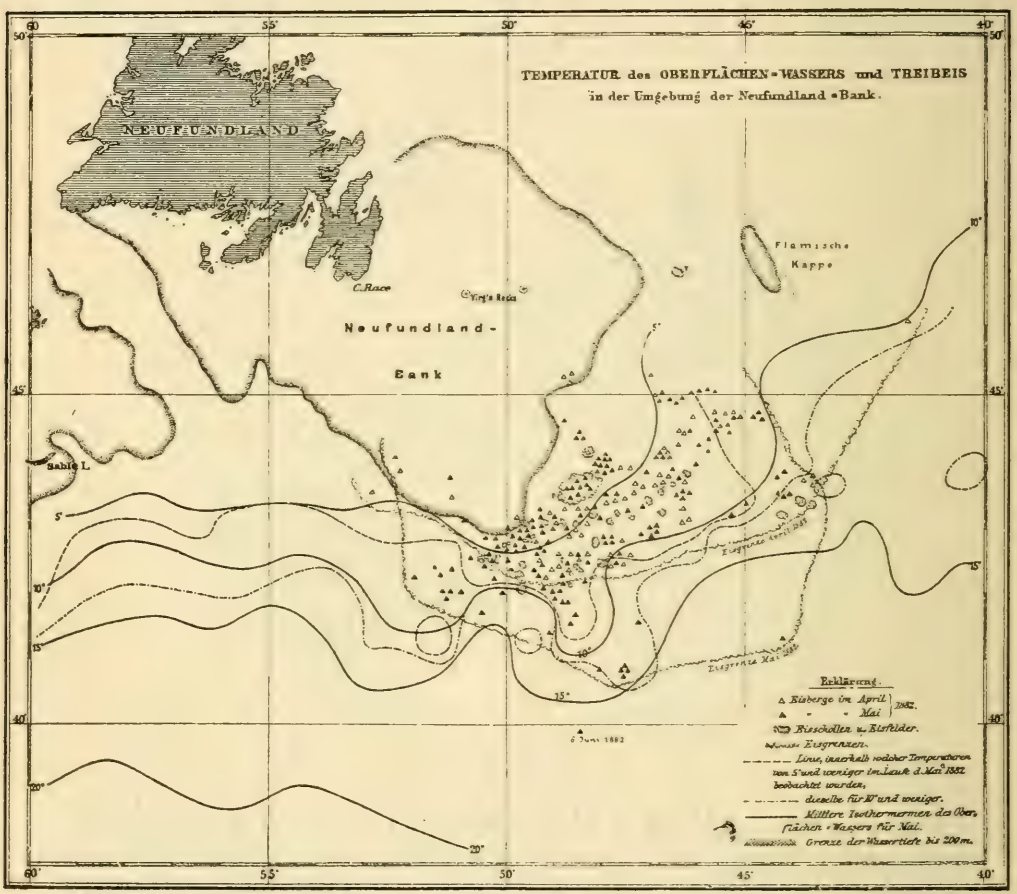
Fig. 66.

Südpolkarte.

Eises. Drei kolossale Massentriften folgten aufeinander und beunruhigten die um Kap Horn zurückkehrenden Segler im Südatlantischen Ozean. Die erste dauerte von April bis Oktober 1892 und machte sich besonders bei 42° s. Br. und 34° w. Lg. lästig: wie eine gewaltige Phalanx im Winkel aufmarschiert, mit der Spitze nach Osten, die Schenkel 70 Sm. lang, undurchdringlich für die Segelschiffe, lag sie dort. Später breitete sich das Eis mehr aus, zerstreute Berge kamen bis 37° s. Br. nach Norden und 15° w. Lg. nach Osten. Einzelne

Schiffe hatten sich auf Strecken von 300 Sm. ihren Weg mühsam zwischen den Eisinseln in Sturm oder Nebel zu suchen; einige Berge hatten 10 Sm. Länge und viele über 100 *m* Höhe. Die zweite und dritte Trift betrafen mehr die Gegend östlich von den Falklandinseln in der Zeit vom Januar bis Juli 1893 und vom

Fig. 67.

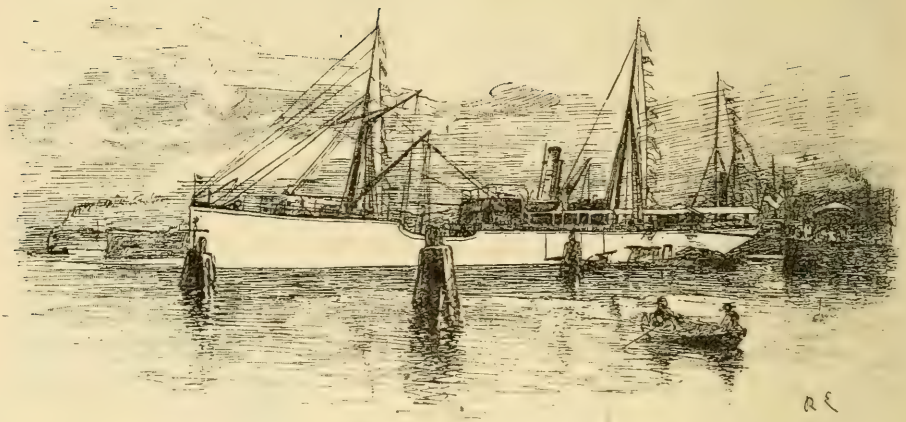


September 1893 bis Januar 1894. Hier wurden noch größere Eisinseln gesichtet als je vorher: Höhen von 200 *m* und Längen von 15 bis 20 Sm., gleich der Insel Bornholm oder Wight! Von 50° s. Br., 50° w. Lg. an, in einer festgeschlossenen Mauer von 150 Sm. Länge, mit der Front nach Nordosten, versperrten sie den Weg, und viele Schiffe kamen damals zu schaden oder gingen

mit Mann und Maus verloren. Diese Eisausbrüche rückten dann in den Indischen Ozean vor, wo sie 1894 noch störend genug wurden. Die Ursachen, welche abwechselnd bald reiche, bald spärlichere Ablösungen von Eisbergen von der antarktischen Eismauer bedingen, sind uns noch völlig unbekannt. Ob klimatische Ursachen allein ausreichend sind, dies zu erklären, mag dahingestellt bleiben, man könnte eher an gewaltsamere Vorgänge denken, anknüpfend an die vulkanischen Erscheinungen jener antarktischen Räume oder an die Fernwirkung jener großartigen Seebeben, welche weit mehr als die halbe Wasserdecke der Erde in Schwingungen versetzen, wie die großen Erdbebenfluten von Arica (1868), Iquique (1877) und Krakatau (1883).

Den auf der Fahrt um Kap Horn und auf der nach Australien vielfach bis in 50^0 s. Br. und südlicher kommenden Segelschiffen verrät sich die Nähe von Eis bisweilen durch eine plötzliche Erniedrigung der Wassertemperatur; in sehr vielen Fällen jedoch und gerade dann, wenn Eisberge in besonders niedrigen Breiten auftreten, versagt dieses Anzeichen ihrer Nähe, so daß bei unsichtiger Luft unaufmerksame Schiffer sich sehr leicht Kollisionen mit dem Eise aussetzen können. Doch versichert Scoresby auf Grund seiner langjährigen Erfahrungen im nördlichen Eismeer, daß man auch nachts meistens die Eisberge wie selbstleuchtende Körper aus großer Entfernung wahrnehmen könne, während sie im Nebel ihre Anwesenheit durch eine sonderbare Verdunkelung der Atmosphäre verraten. Karl Chun hat auf der Deutschen Tiefsee-Expedition gefunden, daß der Nebel in unmittelbarer Nähe eines jeden Eisbergs fehlte, vermutlich, weil sich die Wasserstäubchen an den kalten Eisflächen niederschlugen. Sein Dampfer Valdivia durchfuhr dieses eisreiche Gebiet damals unter stetigem Gebrauch der Dampfsirene, deren Töne von etwa benachbarten Eisbergen als deutliches Echo zurückgeworfen wurden. Für Segler aber bleibt neben dem Wasserthermometer auf alle Fälle ein scharfer Ausguck die durch den Erfolg am meisten bewährte Maßregel, um den Eisbergen aus dem Wege zu gehen.

Fig. 68.



Der Dampfer National der Plankton-Expedition.

Kapitel IV.

Die Bewegungsformen des Meeres.

1. Die Meereswellen.

Sehr selten ist die Meeresoberfläche im offenen Ozean vollkommen ruhig, so daß sie als eben gelten darf, während die Nebenmeere nicht selten spiegelglatt vor dem Beschauer liegen, wenn völlige Windstille herrscht. Der gewöhnliche Zustand der Meeresoberfläche ist der wellenbewegte.

Die Meereswellen, oder wie der Seemann sie nennt, „die Seen", sind ein Produkt des Windes. Ihre Erzeugung durch den Wind kann man in jedem kleinen Wasserbecken beobachten, über dessen vorher spiegelglatte Oberfläche ein Hauch hinwegfährt. Man sieht alsdann, wie sich augenblicklich die getroffene Fläche in Falten legt. Die moderne Physik erklärt diesen Vorgang nach Hermann v. Helmholtz (1888) folgendermaßen. Nur eine ruhende Luftmasse auf einer ebenfalls ruhenden Wasserfläche giebt an der Berührungsfläche der beiden einen Zustand stabilen Gleichgewichts. Setzt sich eine dieser beiden Schichten in Bewegung, in

unserm Falle also die Luft*), so ist es mit der Stabilität des Gleichgewichts zu Ende. Die untersten Luftschichten haften reibend an der Wasseroberfläche, sie werden von ihr zurückgehalten, reißen sie aber durch ihre Bewegungsenergie mit sich und üben infolge dessen nach unten eine saugende Wirkung aus, d. h. der Druck der Luft in der Berührungsfläche wird vermindert, dagegen der Druck des Wassers von unten her verstärkt. Ein Gleichgewichtszustand tritt erst wieder ein, wenn in regelmäßigen Abständen eine Hebung der Wasserfläche erfolgt: diese Abstände sind um so größer, d. h. die Wellen um so länger und auch höher, je stärker der Wind ist. Die gehobenen Wasserteile im Wellenberge werden von der Schwerkraft wieder heruntergezogen und so tritt eine regelmäßige Pendelung ein, die in der Richtung des Windes über die Wasserfläche hinwegschreitet.

Ist aber erst eine Runzelung der Wasseroberfläche vorhanden, so findet der Wind an der ihm zugewandten Seite des kleinen Wellenberges eine Fläche, die er nunmehr stärker fassen und niederdrücken kann. So kommt es, daß der Wind die Wellen immer höher treibt, je länger sie seiner Wirkung ausgesetzt sind. Jeder Teich zeigt dieses Anwachsen der Wirkung durch die feingerippte Oberfläche an dem Ufer der Seite, wo der Wind zuerst auf das Wasser trifft, und die hohen Wellen auf der gegenüberliegenden Seite, wo der Wind das Wasser verläßt. Daraus folgt unmittelbar, daß große Wellen sich überhaupt nur auf großen Wasserflächen entwickeln können, die größten aber im offenen Ozean vorkommen werden.

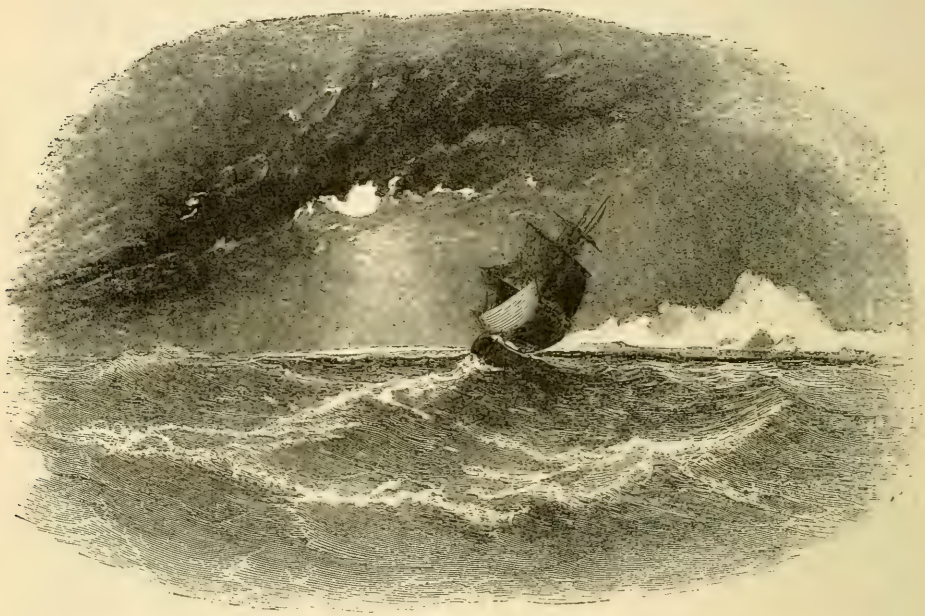
Beobachtet man einen in solch wellenbewegtem Wasser schwimmenden kleinen Körper, also etwa ein

---

*) Den umgekehrten Fall bemerkt man im Halse einer Flasche, aus der man eine Flüssigkeit langsam ausgießt, wobei freilich auch alsbald eine der ausströmenden Flüssigkeit entgegengesetzte einlaufende Luftströmung auftritt, was dann die entstehenden Wellen so hoch macht, daß das Ausfließen des Flascheninhaltes nur ruckweise erfolgt.

Holzstückchen, so sieht man, wie es sich mit der Welle hebt und senkt, ohne indes erheblich seinen Platz zu ändern, so daß es den Anschein hat, als wenn die Welle darunter fortliefe. In der That ist die Wellenbewegung eine Formveränderung der Wasseroberfläche, die sich sehr schnell fortpflanzt, aber keine mit dieser Fortpflanzung gleich schnellen Schritt haltende Verschiebung der Wasserteilchen nach der Richtung, wohin der Wind weht.

Fig. 69.



„Lange Dünung"

Die sorgfältigen Untersuchungen der Brüder Ernst Heinrich und Wilhelm Weber (um 1825) haben für den einfachsten Fall der Wellenbewegung, nämlich wenn die Oberfläche durch einen auffallenden Tropfen erschüttert wird, ergeben, daß die einzelnen Wasserteilchen eine nahezu kreisförmige Bahn zurücklegen. Nebenstehende Figur, ein sogenanntes Wellenprofil, wird den Vorgang verdeutlichen. Die Welle kommt von links. Das Teilchen 9 ist noch in der Ruhelage; 8 ist durch die Welle schon nach unten und ein wenig nach links,

also der Welle entgegen gezogen nach 8′; 7 befindet sich im Wellenthal als 7′; 6 hat dieses schon passiert und nähert sich dem mittleren Niveau (als 6′); 5 hat dieses erreicht, aber links (5′) von seiner Ruhelage. Die folgenden Teilchen gehören dem Wellenberg an, ihre jeweiligen Bewegungen sind unmittelbar aus der Zeichnung verständlich — hier strebt die Bewegung nach rechts, also mit der fortschreitenden Welle mitgehend, 4 nach oben und rechts, 3 auf dem Wellenkamm, eben im Begriffe, wie schon der Nachbar 2 gethan, nach unten zurückzusinken, 1 liegt wieder am alten Orte, nachdem es seinen Kreislauf vollendet.

Fig. 70.

Bahnen der Wasserteilchen in einer Welle

Aus der Figur folgt unmittelbar das Gesetz: schreitet die Wellenbewegung durch das Profil von links nach rechts, so kreisen die Wasserteilchen wie der Uhrzeiger; ist die Richtung der Welle nach links, so kreisen die Wasserteilchen entgegengesetzt dem Uhrzeiger. Ebenso zeigt die Figur den zweiten fundamentalen Satz: im Wellenthal bewegen sich die Wasserteilchen der ankommenden Welle entgegen, im Wellenberg bewegen sie sich mit dieser fort.

Diese Sätze finden auf die Windwellen im offenen Meer unmittelbare Anwendung, nur mit dem einen Unterschiede, daß die Wasserteilchen nicht ganz ihre alte Ruhelage wieder einnehmen, sondern vom Winde ein wenig vorwärts geschoben werden. So entstehen die Triftströmungen, die am Ende dieses Kapitels behandelt werden sollen.

Während die obersten Teilchen im wellenbewegten Wasser nahezu kreisförmige Bahnen beschreiben, bewegen sich die darunter liegenden mehr in Ellipsen, deren senkrechte Axe immer kürzer wird, je tiefer die Teilchen liegen. Nennt man den Abstand von einem Wellenkamm zum nächsten die Wellenlänge, so be-

trägt die senkrechte Verschiebung der Teilchen in einer Tiefe von ein Zehntel der Wellenlänge nur ein Halb der Verschiebung der Oberfläche. In einer Tiefe von der halben Wellenlänge ist diese Oscillation nur vier Hundertstel, wird die Tiefe gleich der ganzen Wellenlänge, so ist die Oscillation nur 0·002 derjenigen an der Oberfläche. Dort wird also die Bewegung der Teilchen überhaupt nur in einem Hinundherschieben in der Horizontalen bestehen, unter dem Wellenthal der ankommenden Welle entgegen, unter dem Wellenkamm mit der Welle vorwärts.

Nach den Experimenten der Brüder Weber in einer sogenannten Wellenrinne war die Bewegung der Wasserteilchen mit dem Mikroskop noch in einer Tiefe wahrzunehmen, welche das 350fache der Wellenhöhe, d. h. des Niveau-Unterschiedes von Wellenkamm und Wellenthal, betrug. Danach würden also nur 8 *cm* hohe Wellen genügen, die Nordsee oder Ostsee, soweit diese Meere weniger als 30 *m* tief sind, bis zum Grunde zu bewegen. In der That sind bekanntlich die Sandkörnchen am Boden derselben durchweg rund abgerollt. Auch scheinen die höheren Sturmwellen des Nordatlantischen Ozeans bis zum Boden der felsigen Faraday-Hügel (1150 *m*) hinab auf die dort liegenden Telegraphenkabel noch zerrend und scheuernd einzuwirken.

Zu einer wissenschaftlichen Charakteristik der Wellen sind folgende vier Merkmale zu beobachten: die Periode, Geschwindigkeit, Höhe und Länge. Am leichtesten ist die Geschwindigkeit zu beobachten, indem mit einer Sekundenuhr die Zeit festgestellt wird, welche ein Punkt der Welle, am besten also der Wellenkamm, braucht, um eine am Schiffe abgesteckte Entfernung zu durchlaufen. Es ist nötig, dabei die eigene Geschwindigkeit des Schiffes in Rechnung zu ziehen, ebenso den Kurs desselben, wenn die Wellenrichtung nicht in die Kiellinie fällt.

Der Begriff der Periode wird am leichtesten verständlich, wenn wir uns einen stillstehenden Beobachter, also an Bord eines vor Anker liegenden Schiffes denken. Der durch den Beobachter gegebene

feste Punkt wird in bestimmten Zwischenräumen von einem Wellenkamm nach dem andern durchlaufen, die Zeit zwischen zwei solchen Vorübergängen ist die Periode. Man sieht leicht ein, daß kurze Wellen eine kurze Periode, lange Wellen eine lange Periode haben; außerdem kommt es auf die Geschwindigkeit an, mit der die Wellen sich fortpflanzen. In offener See, wo das Schiff niemals festliegt, muß hier ebenfalls die nötige Korrektion auf Fahrt und Kurs des Schiffes angebracht werden.

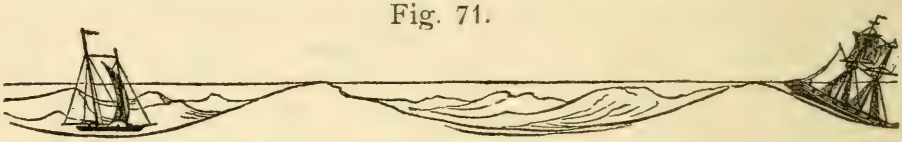
Die Länge der Wellen ist, wenn diese klein sind, am ehesten nach dem Augenmaß zu schätzen, sonst am Schiffskörper zu messen oder mit der Schnur an der (alten) Logge, wenn die Wellen in der Kielrichtung laufen. Man kann sie auch, wenn die Periode und die Geschwindigkeit bekannt sind, aus diesen beiden berechnen: auf einen festen Beobachter bezogen ist die Länge natürlich das Produkt aus Periode und Geschwindigkeit.

Die Höhe ist am schwierigsten festzustellen, sobald die Wellen einigermaßen beträchtlich sind, denn kleine Wellen lassen sich an der äußern Schiffswand vom Deck aus (oder aus einem Seitenfenster) ziemlich leicht ihrer Höhe nach abschätzen. Um die Höhe, d. h. immer den Niveauunterschied des tiefsten Punktes im Wellenthal und höchsten Punktes des Wellenkammes, bei großen Wellen zu messen, kann man ein fein gearbeitetes Aneroidbarometer benützen. Doch sind andre Methoden beliebter.

Die älteste und einfachste Methode besteht darin, daß man, während das Schiff von den großen Wellen gehoben und gesenkt wird, im Momente, wo es im Wellenthal liegt, am Großmast hinaufsteigend über die nächsten Wellenkämme hinweg nach dem Horizont visiert. Aus einer größeren Zahl von Einzelmessungen erhält man dann einen Mittelwert für die Höhe des Auges über dem Deck, dessen bekannte Höhe über der Wasserlinie nur einer kleinen Korrektion bedarf, da in der Mitte des Schiffs die konkave Wellenoberfläche etwas unter der gewöhnlichen Wasserlinie (ge-

messen in völlig glattem Wasser) hinabreicht. Beistehende Figur zeigt eine bequeme Anwendung dieser Methode für den Fall, daß zwei Schiffe in Kiellinie hintereinander laufen (nach Wilkes); da wird die Messung auch erheblich sicherer; man visiert von dem einen Schiffe, hier von der Brigg, über zwei Wellenkämme hinweg nach dem zweiten Schiffe, hier dem nachfolgenden Schuner, und merkt sich den Schnittpunkt dieser Visierlinie mit dem vorderen Mast des Schuners. Doch halten sich die Irrtümer auch beim einzelnen Schiff für einen aufmerksamen Beobachter innerhalb geringer Grenzen und überschreiten zwei Meter keinenfalls.

Fig. 71.



Messung der Wellenhöhe nach Wilkes.

Eine dritte, schon weniger sichere Methode ist auf der österreichischen Novara-Expedition angewendet worden. Dort wurde zunächst die Wellenlänge gemessen und alsdann der Winkel, unter welchem das Schiff durch den Einfluß der ankommenden Welle sich erhob und wieder senkte. Aus beiden läßt sich leicht die Höhe berechnen. (Obige Abbildung nach Wilkes zeigt diesen Neigungswinkel an der Brigg rechts.)

Voraussetzung für brauchbare Resultate ist immer, daß ein einfaches Wellensystem die Meeresoberfläche beherrscht: durchkreuzen sich mehrere Wellensysteme, so werden sich hier Thäler, dort Berge übereinander legen und eine abnorm große Wellenhöhe sichtbar machen.

Wichtig ist auch die Unterscheidung des vom Winde an Ort und Stelle aufgeworfenen Seegangs, der Windseen, wie sie der Seemann nennt, von der außerhalb ihres Ursprungsgebiets in oft ruhigeres Wasser hinauslaufenden sog. Dünung. Diese hat viel rundere Formen, kleine Wellenhöhe bei verhältnismäßig sehr großer Länge und Geschwindigkeit.

Die Ergebnisse genauerer Wellenbeobachtungen sind in mancher Hinsicht überraschend. Der nicht messende Beobachter an Bord des heftig rollenden und stampfenden Schiffes*) sieht nämlich durch eine optische Täuschung Wellen so hoch „wie Berge“ oder „Türme“ vor sich, indem er die Ebene des Decks, auch in ihrer geneigten Lage, noch als horizontal ansieht. So muß er notwendigerweise die Höhe der Wellen überschätzen. Beistehendes Schema (Fig. 72) zeigt in *a b* die wahre Wellenhöhe, bei *d e* die scheinbare, mehr als doppelt zu große.

Die höchsten einfachen Wellen hat man dort gemessen, wo die stets sehr kräftigen Westwinde über eine fast inselfreie ununterbrochene Wasserfläche südlich von 40° s. Br. dahin fegen. Dort hat die Challenger-Expedition als Maximalhöhe der Wellen 7 *m*, die Novara-Expedition 9 und einmal 11 *m* (in 40° s. Br., 31° ö. L.), Gerhard Schott 10—12 *m*, Abercromby bis zu 14 *m* festgestellt. Im Nordatlantischen Ozean sind Sturmwellen von 8—10 *m* Höhe nur in der Bai von Biskaya gemessen worden. Der norwegische Dampfer Vöringen fand bei Südsturm östlich von Island 7·8 *m*, der englische Vermessungsdampfer „Triton“ westlich von Schottland einmal 7·6 *m*, letzterer nennt übrigens Höhen von 5 *m* „nicht selten“. Die höchsten Wellenhöhen der Nordsee sind auf 6, die der Ostsee auf 4·5 *m* anzusetzen. Mancher Seemann durchlebt eine lange Dienstzeit an Bord, ohne Wellenhöhen von mehr als 8 *m* auch im Ozean zu begegnen. Die durchschnittlichen Wellenhöhen erreichen längst nicht jene Maximalwerte. Nach

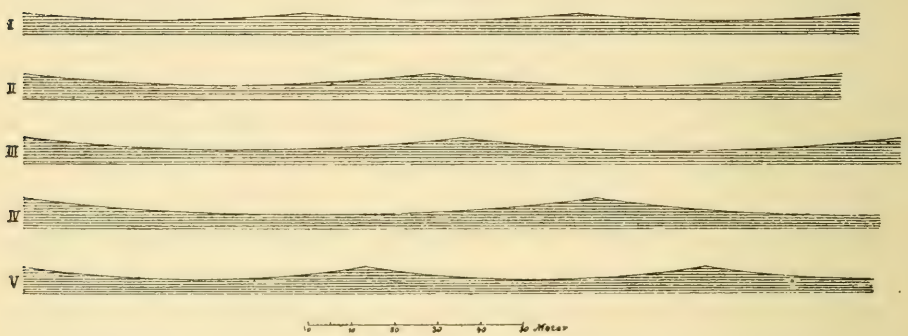
Fig. 72.

Optische Täuschung beim Schätzen von Wellenhöhen.

*) Kommen die Wellen recht von vorn oder von hinten, so wird das Schiff bald vorn bald hinten gehoben oder gesenkt, diese Bewegung heißt „Stampfen“. Kommen die Wellen recht von der Seite, so „rollt“ das Schiff, es „krängt“ bald nach rechts bald nach links. Gewöhnlich setzen sich beide Bewegungen zusammen, da die Wellen meist im spitzen Winkel gegen die Kiellinie laufen.

den Beobachtungen des französischen Schiffsleutnants Paris, der auf einer zweijährigen Reise nach Ostasien und zurück täglich zweimal den Zustand der See untersuchte, erreichen im atlantischen Passatgebiet die Wellen im Mittel nicht ganz 2 *m* (Profil I), im Indischen 2·8 *m* (Profil II), im westlichen Pazifischen Ozean dagegen 3·1 *m* (Profil III) und im südatlantischen Westwindgebiet 4 *m* (Profil IV). Beistehende graphische Darstellung giebt nach Paris' Messungen die Normalprofile der von ihm untersuchten Wellen im wahren Verhältnis von Länge zu Höhe. Man sieht daraus, wie die längsten Wellen dem Gebiet der „strammen Westwinde" auf der südlichen Hemisphäre angehören, wo die Länge im

Fig. 73.



Wellenprofile.

Mittel 133 *m* betrug. Das Verhältnis von Höhe zu Länge war also hier im Mittel wie 1 zu 33; fast dasselbe Verhältnis ergab sich im atlantischen und indischen Passatgebiet und im westlichen Pazifischen Ozean. Dagegen hatte die Chinasee (Profil V) kürzere Wellen: bei einer Höhe von 3·2 und Länge von 79 *m* ein Verhältnis von 1 zu 25. — Die hohen Sturmwellen der südlichen Breiten erreichen eine oft erstaunliche Länge. So maß Kapitän Chüden, Kommandant S. M. S. Nautilus, im Oktober 1879 südwestlich von Australien ($33^1/_2{}^0$ s. Br., 107^0 ö. L.) bei hartem Sturm aus Westnordwest Wellen von 10—11 *m* Höhe und 300—400 *m* Länge. Auch Schott fand im Indischen Ozean einmal eine Dünung von 350 *m* Länge.

Die Geschwindigkeit, mit der die Wellenbewegung sich fortpflanzt, liegt nach Leutnant Paris meist zwischen 11 und 12·5 *m* in der Sekunde oder 21 bis 24 Sm. in der Stunde. Im südatlantischen Westwindgebiet fand die Gazelle-Expedition die Geschwindigkeit der höchsten Wellen zu 27, im südlichen Stillen Ozean bis zu 32 Sm. in der Stunde. Schott sah sogar einmal eine Dünung mit 47 Sm. (87 *km*) stündlicher Geschwindigkeit über den Indischen Ozean dahinlaufen, was der Fahrt der Schnellzüge auf den Eisenbahnen entspricht. Regelmäßig aber fand Schott nach genauen Messungen, daß der Wind $1^1/_3$ bis $1^1/_2$ mal schneller war als die von ihm erzeugten Wellen; ältere Beobachtungen, die im Gegenteil den Wellen die größere Geschwindigkeit zusprachen, sind dadurch widerlegt. Wenn nun, wie schon die Alten wußten, Wellen weit einem Sturm voraneilen und diesen also anmelden können, so beruht das darauf, daß diese atmosphärischen Störungen von Luftwirbeln hervorgerufen werden, die selbst nur mit 15 bis höchstens 30 Sm. stündlicher Geschwindigkeit weiter rücken, während sich die aus dem Sturmfeld kommende Dünung fast doppelt so schnell verbreiten kann.

Fast niemals fehlt dem offenen Ozean solche Dünung. Schon in der Nordsee läuft bei stiller Luft ganz regelmäßig eine lange Dünung aus Nordwest, durch ihre sanft gerundeten Kämme leicht von Windseen zu unterscheiden; ebenso herrscht diese Dünung auch vor dem Kanal im Nordatlantischen Ozean, offenbar erzeugt durch die in Böhen (Windstößen) wehenden Nordweststürme zwischen Neufundland und Island. Nordwestliche Dünung läuft aber auch bis in das Passatgebiet hinein, und durch dieses hindurch in die Stillen-Region, ja über den Äquator hinaus in südlichen Breiten sind sie in Schiffsjournalen der deutschen Seewarte öfter verzeichnet. Im südlichen Winter (Juli bis August) dagegen läuft eine südliche Dünung aus dem Südatlantischen Ozean nordwärts über den Äquator hinaus und wird bis zu den Kapverdischen Inseln fühlbar.

Die Beobachtung an jedem beliebigen Teiche zeigt, daß man durch Steinwürfe verschiedene Wellensysteme unabhängig voneinander sich durchkreuzen lassen kann; es entstehen dann „Interferenzen“. So sind auch gewöhnlich im offenen Ozean außer den vom Wind erzeugten Seen noch andere Wellen, also Dünung aus einer oder mehreren verschiedenen Richtungen durcheinander vorhanden. Neu auftretende Dünung aus einer bestimmten Richtung ist dem Seemann ein Kennzeichen dafür, daß gleichgerichteter Wind in der Nähe weht; ist dabei der Wind stürmisch, so wird die Dünung hoch und stark auflaufen und so dem Schiffer zur Warnung dienen.

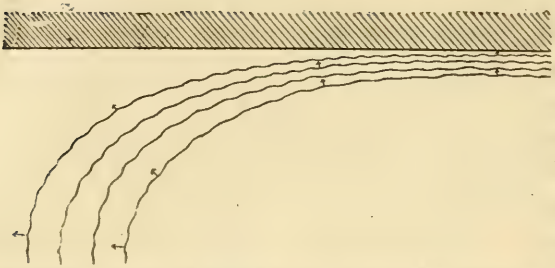
Merkwürdig, aber mit der Helmholtz'schen Theorie im Einklang, ist die von den Seeleuten zuverlässig bemerkte Thatsache, daß auch bei kräftigem stürmischen Winde die Wellenhöhe nur bis zu einem bestimmten Maximum steigt, um alsdann konstant zu bleiben, mag der Wind auch noch tagelang in gleicher Stärke fortwehen. — Nicht minder merkwürdig ist die ebenfalls gesicherte Wahrnehmung, daß starker Regen auch im Sturm die Wellen niederhält, so daß sie keineswegs die der Windstärke angemessene Höhe erreichen: es scheint, als wenn die um jeden Regentropfen gebildeten, sich in unendlicher Zahl durchkreuzenden kleinen Wellenringe die lebendige Kraft des Winds durch ihre eigene entgegengesetzte Bewegung teilweise aufbrauchen. Eine alte Erfahrungsthatsache, die ebenfalls hieran erinnert, ist die besänftigende Einwirkung von Öl auf die Wellen. In der That verbreitet sich eine relativ geringe Menge von Öl, auf das Wasser getropft, außerordentlich schnell als ein dünnes noch nicht ein Tausendstel Millimeter dickes Häutchen weithin und verändert die Wellen in der Weise, daß die Kämme ihre überfallenden schäumenden Köpfe verlieren und eine sanfter gerundete Gestalt annehmen. Doch zeigt auch Öl in größeren Quantitäten sich nicht kräftig genug, etwa die schwere Brandung an einem flachen Strande zu mäßigen, trotzdem man in der älteren Litteratur solchen Behauptungen begegnet. Immerhin hat schon manches

Schiff dem eifrigen Ölen der See seine Rettung aus schweren Winterstürmen zu verdanken gehabt, und deshalb wird die Ausrüstung mit einigen für diesen Zweck hergerichteten Ölsäcken, die, mit Werg gefüllt und mit zähem Öl oder Thran getränkt, über Bord gehängt, die Flüssigkeit ganz langsam austreten lassen, mit Recht von der deutschen Seeberufsgenossenschaft dringend empfohlen. — Eine in jeder Hinsicht befriedigende Erklärung der wellenstillenden Thätigkeit eines Ölhäutchens ist übrigens noch nicht gegeben worden. Ähnlich wie Öl wirken auch noch andere Stoffe auf die Wellen. So Seifenwasser, das sich freilich sehr rasch auflöst; ferner Fremdkörper aller Art, Treibeis, Seegras, Tang. Wo in der Sargassosee streifenweise die Tangbündel nahe und in der Meeresoberfläche dahintreiben, vermag ein schwacher Wind gar keine Kräuselung des Wasserspiegels hervorzurufen; diese Tangstreifen verraten ihre Lage daher schon aus großer Entfernung, indem sie den Himmel hellblau widerspiegeln, während die tangfreie Umgebung durch die kleinen Wellenrippen dunkelblau gefärbt erscheint.

Andrerseits werden die Wellen dann besonders hoch und steil auflaufen, wenn der Wind über ein ihm entgegenströmendes Gewässer weht. Wo der Gezeitenstrom, wie nördlich von Schottland in der Pentlandföhrde, bis zu 8 Sm. in der Stunde läuft, kann ein dem Strom entgegengerichteter Wind eine so wilde See hervorrufen, daß nur sehr große und starke Dampfer es wagen dürften, dann die Straße zu benutzen; doch auch sie ziehen es ebenso wie alle kleinen Schiffe vor, abzuwarten, bis der Gezeitenstrom wendet und mit dem Wind gleiche Richtung annimmt. Die den Alten so gefährlich dünkende Umschiffung des Kaps Malea (Odyssee 3, 287; 9, 80) gelangte zu diesem üblen Ruf deshalb, weil meist an diesem Vorgebirge der Strom aus Osten, der Wind aus Westen kommt, also die See immer höher läuft als dem Wind entspricht.

Kommen die Wellen in die Nähe des Landes, so erleiden sie vielfache Veränderungen, und zwar durch die geringer werdende Wassertiefe. Während im tiefen

Fig. 74.



Einstellung der Wellenkämme bei der Annäherung an die Küste.

Wasser (Fig. 74) die Seen parallel der Küste fortschreiten, die Wellenkämme also senkrecht auf der Küstenlinie stehen, so bleiben, je flacher das Wasser auf den Strand zu wird, die Wellenkämme destomehr zurück. So stellen sie sich schließlich ganz nahe am Land so ein, daß die Kämme fast parallel der Küste liegen und ihre Bewegung senkrecht auf diese zuführt. Daher wird es erklärlich, daß immer und unter allen Umständen die Kämme der Wellen im seichten Wasser breit auf den Strand auflaufen.

Fig. 75.

Schema für die Entstehung der Brandungswelle.

Ungleich wichtiger ist die Änderung der Gestalt der Wellen. Die im Wellenthale der ankommenden Welle entgegenlaufenden Teilchen liefern in dieser geringeren Tiefe nicht Masse genug, um den vorderen Abfall des Wellenkammes normal auszubilden. Dann bäumt der Kamm auf, eilt vor, neigt sich und stürzt vorn über. So entsteht die Flachwasserbrandung mit ihren „Rollern“ und „Brechern“. (S. Abbildung 75.)

Solche brechenden Wellen treten auch im offenen Ozean dann in die Erscheinung, wenn ein vor dem Sturme hersegelndes Schiff (beim „Lenzen“, sagt der Seemann) von den Sturmwellen überholt wird. Dann stürzen die vom Schiffskörper in ihrem untern Teil aufgehaltenen Wellen mit ihrer oberen Masse aus mehreren Metern Höhe mit unwiderstehlicher Wucht auf das Verdeck hernieder, alles nicht fest mit dem Schiffskörper verbundene mit sich fortreißend, die Schanzungen zertrümmernd, ja Menschen auf der Stelle erschlagend.

Schon die Odyssee beschreibt die vernichtende Kraft dieser Sturzseen: so dort, wo der „göttliche Dulder“ durch sie sein Floß verliert:

„Siehe, da sandte Poseidon, der Erdumstürmer, ein hohes
Steiles, schreckliches Wassergebirg'; und es stürzt auf ihn nieder.
Und wie der stürmende Wind in die trockene Spreu auf der Tenne
Ungestüm fährt und im Wirbel sie hierhin und dorthin zerstreuet,
Also zerstreute die Flut ihm die Balken — —.“

Besonders gefahrvoll sind die pyramidenförmigen Sturzseen im Sturmfelde und in der zentralen Stille tropischer Orkane. Hier werden durch die verschiedenen Windrichtungen, die in geringem Abstande vom Zentrum sich nebeneinander finden und doch jede einzeln ihr Wellensystem vor sich herschicken, Interferenzen erzeugt, die eine wirre See (Kreuzsee) zur Folge haben, und deren Sturzwellen noch mehr zu fürchten sind als die unmittelbare Kraftwirkung des Orkanes selbst.

Die geringer werdende Wassertiefe beeinflußt die Wellenform in sichtbarer Weise schon auf Bänken von ein paar hundert Meter Tiefe. So haben erfahrene Schiffsführer versichert, daß sie noch regelmäßig an der kürzer und höher laufenden See den Augenblick erkannten, in welchem das Schiff aus dem tieferen Wasser des Atlantischen Ozeans auf die Gründe vor dem Kanal oder auf die Neufundlandbank übertrat. Das Gleiche wird von der Agulhasbank im Süden des Kaplandes berichtet, wo die heftig und kurz laufende See auch bei sonst günstigem Winde zum Kürzen der Segel nötigt, um bei dem heftigen „Arbeiten“ des Schiffes die Masten nicht zu brechen. Sogar die doch 500—600*m* tiefe Wyville-Thomson-Schwelle nördlich von Schottland bewirkt eine solche fühlbare Verstärkung des Seeganges über ihr, wie Kapitän Tizard 1882 berichtete. Aus der geringern Wassertiefe folgt auch für die Ostsee, wie überhaupt für die kleineren Nebenmeere, ein verhältnismäßig kurzer und unregelmäßiger Seegang.

Bei horizontalem Boden und senkrechten Wänden kann sich nach der oben gegebenen Erklärung keine Brandung entwickeln. Das bestätigt auch die Be-

obachtung durchaus. So berichtet der berühmte englische Astronom und Physiker Airy, er sei einst bei Hochwasser und starkem Seegange aus dem Hafen von Swansea, an der Südküste von Wales, gerudert, während neben den steilen Köpfen der Hafendämme die Wassertiefe etwa 6 *m* betrug. „Wir fuhren," sagt er, „an dem einen Kopf so nahe vorbei, daß wir ihn mit den Rudern berühren konnten, es fand hier aber keine Brandung statt, und wir durften nicht fürchten, daß das Boot aufstieße, obwohl es sich meterhoch abwechselnd hob und senkte. Kaum waren wir indessen etwa 200 *m* weiter gekommen, als wir uns vor einer flachen Bank befanden, und hier brandete die See so stark, daß sie uns zwei Mann über Bord schlug und das Boot mit Wasser anfüllte." Ähnliche Beobachtungen kann jeder erfahrene Schiffer berichten, und zwar nicht bloß von senkrechten Molenköpfen, sondern auch von Steilküsten, deren Felsenwände aus tiefem Wasser senkrecht aufsteigen. Hier tritt r r bei auflandigem Sturm die sogenannte Klippenbrandung auf, die das im Wellenkamm nach oben strebende Wasser packt und senkrecht hoch hinaufspritzen läßt; mehr als die sechsfache Höhe der Wellenhöhe erreicht solche Klippenbrandung; sie zerschlägt die Laternen der Leuchtürme noch in 30 *m* Höhe. Auch an den Flanken der antarktischen Eisberge haben wir sie schon erwähnt (Fig. 63 auf S. 180).

Lang gestreckte Sand- und Dünenküsten mit sehr sanft abfallendem Meeresboden sind die Hauptschauplätze der sog. Strandbrandung. So an der Bai von Biskaya die Dünen der Landes, die flache Ostküste der Vereinigten Staaten, die Westküste des Bengalischen Meerbusens. Hier war in Madras bis zur Vollendung der riesigen Wellenbrecher die Brandung ein sehr lästiges Hindernis für den Verkehr zwischen Schiff und Land. Gewöhnliche Schiffsboote wurden von den Rollern so heftig auf den Strand geworfen, daß alle Nähte leck sprangen. Darum haben die Eingeborenen daselbst eigene Brandungsboote (Mußliboote) konstruiert, die nicht genagelt, sondern zusammengebunden sind, so daß sie den Stößen nachgeben. Bei besonders schwerer Brandung

bediente man sich des sog. Katamaran, eines aus zwei breiten Balken zusammengebundenen Flosses auf dem die Passagiere und ihr Gepäck ziemlich sicher, wenn auch durchnäßt, den Strand passierten. Solche Katamaran fand die Challenger-Expedition auch auf der atlantischen Insel Fernando Noronha im Gebrauch (s. Abbildung).

Fig. 76.

Ein Katamaran in Fernando Noronha.

Nicht selten findet sich am flachen Strande auch Brandung an Tagen, wo an Ort und Stelle schwacher Wind oder Stille herrscht: es ist dann aus weiter Ferne herbei eilende Dünung, die, in offener See kaum sichtbar, mit abnehmender Wassertiefe ihre Wellenkämme rasch höher hebt und so eine in langen Rhythmen brechende Brandung hervorruft. Auch hierfür giebt die mit Seeluft durchtränkte und darum dem Seemann so sympathische Odyssee schon ein klassisches Beispiel: obwohl der göttliche Dulder drei Tage nach der Zertrümmerung seines Floßboots den Sturm abflauen und die See den blauen Himmel glänzend wiederspiegeln sieht, kann er

doch nicht am Phäakenstrande landen, da ihn eine wütende Brandung wieder in die See zurück wirft.

Großartig tritt die Brandung an den Küsten von Ober- und Nieder-Guinea auf, dort Kaléma genannt. Dr. Pechuel-Lösche, der sie an der Loangoküste nördlich von der Kongomündung achtzehn Monate hindurch regelmäßig beobachtete, schildert sie folgendermaßen: „Eine schwere Kalema ist eine großartige Naturerscheinung, namentlich bei vollkommener Windstille, wenn weder kleinere kreuzende Wellen die andringenden Wogen brechen und beunruhigen, noch das Spiegeln der Wasserfläche aufheben. Von einem etwas erhöhten Standpunkte aus erscheint dem Beobachter das glänzende Meer von breitgeschwungenen regelmäßigen Furchungen durchzogen, welche, durch Licht und Schatten markiert und unabsehbar sich dehnend, annähernd parallel mit der mittleren Strandlinie angeordnet sind. Von den aus der Ferne nachdrängenden ununterbrochen gefolgt, eilen die Undulationen in mächtiger aber ruhiger Bewegung heran und heben sich höher und höher in dem allmählich flacher werdenden Wasser, um endlich nahe am Strande in schönem Bogen überzufallen. Während eines Augenblicks gleicht die Masse einem flüssigen durchscheinenden Tunnel, im nächsten bricht sie mit gewaltigem Sturze donnernd und prasselnd zusammen. Dabei werden wie bei Explosionen durch die im Innern eingepreßte Luft Springstrahlen und blendende Wassergarben emporgetrieben, dann wälzt sich die schäumende wirbelnde Flut am glatten Strande hinauf, um alsbald wieder wuchtig zurückzurauschen, dem nächsten Roller entgegen. — Von unvergleichlicher geheimnisvoller Schönheit ist der Anblick der Kalema des Nachts, wenn das Wasser phosphoresziert, von blitzähnlichem Leuchten durchzuckt wird, oder wenn das Licht des Vollmonds eine zauberische, in höheren Breiten unbekannte Helligkeit über dieselbe ergießt, und nicht minder des Abends, wenn die Farbenglut eines prächtigen Sonnenunterganges im wechselnden Spiel von dem bewegten Elemente wiederglänzt. Das Getöse, welches diese Art der Brandung hervorbringt, erinnert in einiger Entfernung sowohl an

das Rollen des Donners wie an das Dröhnen und Prasseln eines vorüberrasenden Schnellzugs, durch seine Gemessenheit aber auch an das ferne Salvenfeuer schwerer Geschütze. Dazwischen wird bald ein dumpfes Brausen, bald ein helles Zischen und Schmettern hörbar, zuweilen endet das Toben plötzlich mit einem übermächtigen Schlage, und es folgt eine sekundenlange, fast erschreckende Stille: so ist es namentlich des Nachts von hohem Reize, der mannigfach wechselnden Stimme, dem großartigen Rhythmus der Kalema zu lauschen." So hinderlich dem Handelsverkehr ist aber die Kalema dabei, daß Postdampfer oft tagelang warten müssen, ohne daß sie etwas landen könnten; namentlich zur Zeit des südlichen Winters (Juni bis September) ist die Brandung besonders hoch, meist doppelt so stark wie in den übrigen Monaten. Es ist keine Frage, daß man in dieser Erscheinung nichts anders vor sich hat als eine Fernwirkung der Stürme in den höheren südlichen Breiten. Ganz damit übereinstimmend werden sowohl in St. Helena wie in Ascension die Roller vorzugsweise während des Südwinters von Süden, während unseres Nordwinters aber von Norden kommend und die Reede beunruhigend beschrieben. Bis nach St. Helena hin, also auf eine Strecke von rund 8000 *km*, erstreckt sich die Fernwirkung der nordatlantischen Nordweststürme im Golfstromgebiet.

Die größten brandenden Wogen werden aber durch Erdbeben am unterseeischen Gehänge der Kontinente gegen die Tiefsee hin hervorgerufen. Schon die Alten beschreiben uns die fürchterlichen Verheerungen dieser Riesenwogen, die erst den Meeresboden weithin am Strand entblößen, dann aber mit ungeheurer Geschwindigkeit als eine haushohe Wassermauer einhergerollt kommen, die Küste überschwemmen, die Schiffe ins Land, ja auf die Hausdächer der zerstörten Hafenstädte hinaufschleudern, vielen tausend Menschen den Tod bringen, wie in Alexandrien am 21. Juli 365 n. Chr. Solche Stoßwelle verheerte die portugiesische Küste im Anschluß an das große Erdbeben von Lissabon, rollte über den Atlantischen Ozean hinüber nach Westindien, wo sie noch 5 *m* hoch aufbäumte.

Noch erstaunlicher sind die Fernwirkungen jener großartigen Küstenerschütterungen, welche auf das nahe Meer sich fortpflanzend den ganzen großen Pazifischen Ozean in Unruhe versetzt haben. Als am 23. Dezember 1854 die Städte Jedo und Simoda in Japan durch ein Erdbeben zerstört wurden, wobei eine 9 *m* hohe Wasserwoge die Schiffe im Hafen wrack machte, zeichneten $12^1/_2$ Stunden nach dem Hauptstoß die selbst registrierenden Flutmesser in San Francisco und San Diego in Kalifornien das Eintreffen einer abnormen Welle auf. Diese war daselbst zwar nicht ganz einen halben Meter hoch, doch hatte sie eine Wellenlänge von 390 Kilometer (210 Seemeilen), also gleich der Entfernung von Dover nach Borkum in der Nordsee. Es folgten der ersten Welle in Zwischenräumen von je 35 Minuten nämlich noch andere, und daraus läßt sich die Wellenlänge berechnen. Die Geschwindigkeit, mit welcher der 4530 Seemeilen (8400 Kilometer) lange Weg von Japan nach Kalifornien zurückgelegt wurde, ergiebt sich zu 358 Seemeilen (665 Kilometer) in der Stunde. Also eine Strecke wie von den Shetland-Inseln nach Hamburg oder von Kiel nach Stockholm wurde in einer Stunde durchlaufen! Dieselben Küstengebiete Japans, die durch Erdbeben so häufig verheert werden, sind erst kürzlich wieder durch eine Reihe solcher ungeheuren Stoßwellen heimgesucht worden, die am Abend des 15. Juni 1896 namentlich die Umgebung des Ortes Kamaïshi betrafen und in wenigen Minuten 27000 Menschen töteten, 5000 verwundeten, mehr als 7600 Häuser hinwegspülten.

Auch an der gegenüberliegenden Küste Südamerikas sind diese Stoßwellen eine mehrfach beobachtete und mit Recht gefürchtete Erscheinung; man kennt aus den letzten zwei Jahrhunderten über ein Dutzend mehr oder weniger schwerer Katastrophen dieser Art. Bekannter sind namentlich folgende drei geworden.

Zunächst das Erdbeben von Arica an der Küste von Peru am 13. August 1868, wo der Südpazifische Ozean von solchen Wellen durcheilt wurde bis nach Sydney in Australien, Neuseeland und den nordpazifischen Sandwich-Inseln. Sodann das Erdbeben von Iquique

(südlich von Arica), das am 9. Mai 1877 seine Schütterwellen sogar über den ganzen Stillen Ozean bis nach Japan entsandte; dort, in Hakodate auf der Insel Jeso,

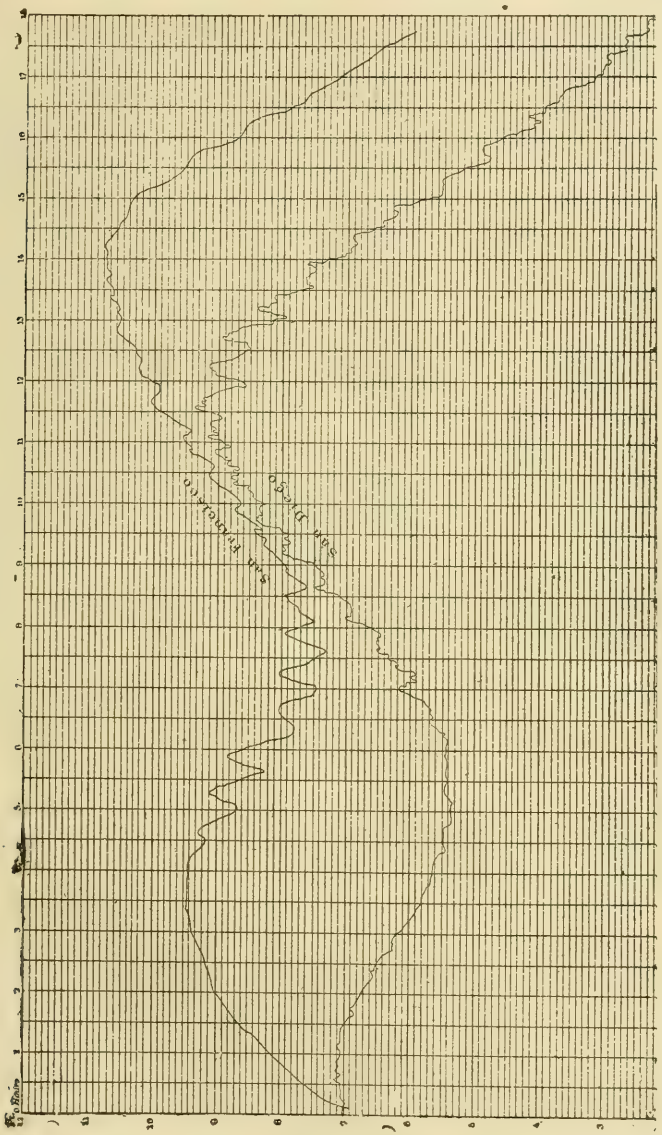


Fig. 77. Erdbebenwelle vom 23. Dezember 1854. Registriert von den Flutmessern zu San Francisco und San Diego.

8760 Seemeilen oder 16220 Kilometer, oder zwei Fünftel des Erdumfanges entfernt, traf die Welle nach 25 Stunden ein, erreichte also dieselbe Geschwindigkeit, wie die von Simoda 1854. An einzelnen Punkten der Ostküste Nippons

richtete die erste Flutwelle noch Verheerungen an, überschwemmte mehrere Fischerdörfer und verschuldete den Verlust zahlreicher Menschenleben — trotz dieser enormen Entfernung! Auch in Neuseeland wurden einige Küstenpunkte empfindlich getroffen, Brücken über Bäche am Strande fortgerissen und sonst Beschädigungen veranlaßt. — Auch auf den Sandwich-Inseln trat die Woge noch in einer Höhe von 3—4 Meter auf. — Stoßwellen derselben Art begleiteten denn auch die furchtbaren Vulkanausbrüche in der Sundastraße am 26. August 1883. Die durch die Explosion des Krakatau erzeugte Woge erschütterte nicht nur den ganzen Indischen Ozean, sondern pflanzte sich auch in den Pazifischen fort bis in den Golf von Panama hinein, wo die von Lesseps aufgestellten Flutautographen ihr Eintreffen am 27. August in Intervallen von $1—1^1/_2$ Stunden wiederholt aufzeichneten; die Wellen selbst waren nur 30—40 Centimeter hoch. Aber auch im Atlantischen Ozean wurde die Erschütterung gespürt. Die Deutsche Expedition auf der einsamen Insel Süd-Georgien (in 54^0 südl. Br.) beobachtete am 27. August eine heftige Bewegung der See an der Station im Moltke-Hafen, und der Flutautograph zeichnete sie getreulich auf (s. Fig. 78). Selbst in Rochefort an der französischen Küste des Biskaya-Golfs meldete der Flutmesser am 28. August 30 Centimeter hohe Wellen um $2^1/_2$ Uhr früh und $1^1/_4$ Uhr mittags. — Durch solch grandiose Phänomene wird thatsächlich fühlbar, daß die ozeanische Wasserhülle der Erde etwas einheitlich Zusammenhängendes ist.

Am gefährlichsten sind diese Flutwellen an der erschütterten Küste selbst; sobald also an dieser ein kräftiger Erdstoß gespürt wird, ist es sehr wahrscheinlich, daß eine solche Welle nachfolgt. Die Zeit, welche alsdann einem im Hafen ankernden Schiffe übrig bleibt, etwa auf hohe See zu flüchten, woselbst die Welle ihrer großen Länge und geringen Höhe wegen gar nicht fühlbar, also ganz unschädlich ist, dürfte bei segelfertigem Schiffe wohl meistens, bei Dampfern nur dann ausreichen, wenn Wasserrohrkessel zur Verfügung stehen. So verstrich bei dem Beben von Iquique im Jahre 1877

in den Häfen von Peru und Chile nach dem Erdstoß meist eine halbe bis dreiviertel Stunden, ehe die See sich vom Strande zurückzog, um die große Welle zu bilden, welche dann mit verheerender Wut über die Küste sich ergoß, ganze Stadtteile überschwemmte und die Schiffe von den Ankern bis aufs Trockene setzte. Bei Valparaiso und Callao und auch sonst an der Westküste Südamerikas zwischen diesen Orten bezeugen die zahlreichen als Wrack hoch oben auf dem Strand liegenden Schiffe die unvergleichliche Gewalt solcher südpazifischer Stoßwellen. Daß diese nach solchen Fernwirkungen wohl befähigt erscheinen, auch die Eiskante des antarktischen Landes zu zertrümmern, wie oben bereits ausgesprochen wurde (S. 189), kann kaum zweifelhaft erscheinen.

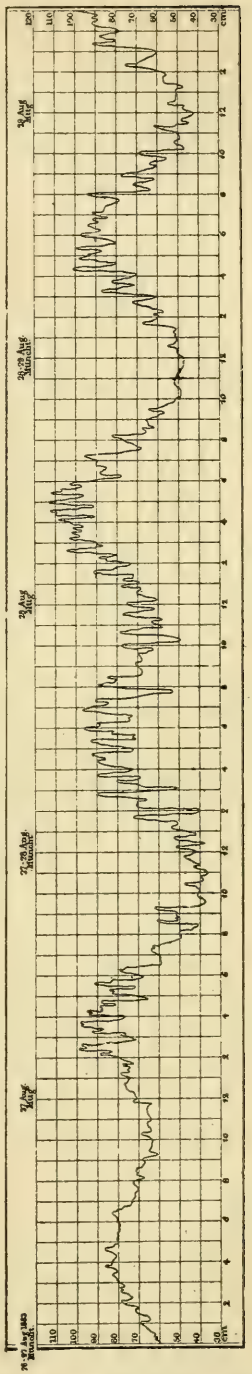
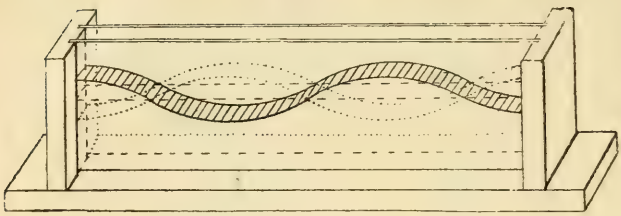


Fig. 78. Stoßwellen des Krakatau-Bebens beobachtet in Süd-Georgien. (Die großen halbtägigen Niveauschwankungen beruhen auf den Gezeiten; die Stoßwellen sind als feineingefügte Zacken erkennbar.)

Zum Schlusse mag hier noch auf eine andere Form der Wellenbewegung hingewiesen werden, die, lange nur an Binnenseen bekannt, doch allem Anscheine nach auch dem Meere nicht fehlt.

Wenn solche langen Wellen, wie die eben beschriebenen, ein kleines Wasserbecken durchlaufen, so werden sie an den Ufern reflektiert; durch Interferenz

Fig. 79.



Stehende Welle nach Weber.

mit dem ersten Wellensystem bildet sich alsdann ein rhythmisches Auf- und Abpendeln der ganzen Wassermasse aus, wie das beistehende Figur (aus Webers Wellenlehre) verdeutlicht. Die Wassermasse nimmt abwechselnd die Gestalt an, wie sie die ausgezogene, bald die, wie sie die punktierte Linie ausdrückt. Solche Wellen nennt man stationäre oder stehende Wellen; die Schwingungsperiode ist abhängig von der Wassertiefe und dem Durchmesser des Beckens, die Wellen können dabei sowohl quer wie längs schwingen. F. A. Forel hat gezeigt, daß gewisse rätselhafte Niveauschwankungen der Schweizer Seen, am Genfer See die Seiches, am Bodensee das Laufen genannt, auf solchen stehenden Wellen beruhen. Der Wasserspiegel am Strande hebt sich dabei langsam während 30—40 Minuten um eine Höhe, die zwischen ein paar Centimetern und einem, ja zwei Metern schwanken kann, um sich dann in einer gleichen Zeit wieder zu senken und diese Schwankungen rhythmisch zu wiederholen. Forel giebt als Ursachen dieser Schwankungen eine ganze Reihe meteorologischer Faktoren an, so namentlich Gewitterböhen mit ihren heftigen Windstößen und Barometerschwankungen. Weiter aber gelang es demselben Physiker, diese Lehre zur Lösung eines uralten Problems der Meereskunde anzuwenden, nämlich der rätselhaften und wechselvollen Strömungen im Euripus, die einst schon Aristoteles, nach einer Sage des Altertums, unerklärbar erschienen, so daß er untröstlich darüber, dieses Geheimnis nicht zu entwirren, in den strömenden Wogen jener Meeresstraße den Tod gesucht haben soll. Das Unerklärliche dieser Strömungen beruht darin, daß ihre Richtung 4—14 mal im Tage wechseln kann, wobei in der engen, bekanntlich überbrückten Straße ihre

Kraft ausreicht, um Mühlen zu treiben. Forel zeigte in sehr einfacher Weise, daß ein viermaliger Stromwechsel von den Gezeiten veranlaßt werde und in der Zeit der Springfluten in der That allein vorkomme. Zur Zeit der tauben Fluten aber wechselt der Strom 11—14mal in 24 Stunden; die daraus sich ergebende Periode der stehenden Wellen von 103—131 Minuten stimmt vorzüglich zu den nach den Dimensionen des schwingenden Beckens, nämlich des Golfes von Talanti zwischen Böotien und Euböa, berechneten, 86—122 Minuten. Nach den Beobachtungen des griechischen Kapitäns Miaulis beträgt die Höhe dieser Wellen zwischen 5 und 20 *cm*, ihre Zahl 16—20 in 24 Stunden.

Wir werden jedoch auf diese Erscheinung bei den Gezeiten noch einmal zurückkommen müssen.

Auch eine andere Erscheinung des Mittelmeers, speziell der West- und Südküsten Siziliens, gehört vielleicht hierher, das sog. Marrobbio, welches Theobald Fischer ausführlich beschrieben hat. Das Marrobbio gilt als ein Vorbote des Scirocco und tritt bei ruhiger aber dunstiger Atmosphäre und drohend gefärbtem Himmel auf, indem plötzlich das Meer aufwallt und die flachen Ufer überströmt, den Schlamm aufwühlend und so das Wasser rötend (daher mar-rubro), darum den Sardellenfischern sehr angenehm, die alsdann einen reichen Fang haben. Dieses Hin- und Herwogen wiederholt sich durchschnittlich jede Minute, oft stundenlang, und erinnert in der That an die Eigenart stehender Wellen. Am beträchtlichsten sind die Marrobbiowellen in der engen Flußmündung von Mazzara, wo sie bisweilen eine Höhe von 1 *m* erreicht haben. Auch auf den benachbarten Sandbänken tritt das Marrobbio heftig auf und 1804 gieng dabei sogar ein englisches Kriegsschiff von 18 Kanonen verloren, infolge einer ungewöhnlichen Strömung, wie der Kapitän vor dem Kriegsgerichte angab. Auch in Marsala und Trapani sind schon Schiffe von ihren Ankern gerissen worden. Man kann schwanken, ob man in dieser Erscheinung nur die lange Dünung erkennen will, welche die Scirocco-Böhen vor sich her schicken, oder stehende Wellen oder Schütterwellen

eines Seebebens. Für eine bloße Dünung erscheint die Periode der Wellen (eine Minute) schon zu lang, das würde eine Wellenlänge von 3 Sm. voraussetzen. — Auch an der spanischen Küste gelten ähnliche Wallungen am Strande, als *las tascas* bekannt, für die Vorboten des Scirocco.

Hiermit verwandt erscheinen die plötzlichen Spiegelschwankungen und trotz ruhiger Luft den Strand überschwemmenden einzelnen Brandungswogen, die an der Ostsee unter dem Namen des Seebären beschrieben worden sind (das Wort bedeutet nichts als Seehebung oder Seewelle*). Man hat sie früher wohl auch auf Erdbeben zurückgeführt, also für Stoßwellen gehalten; neuerdings aber ist für den von Rudolf Credner genauer untersuchten Seebären der westlichen Ostsee vom 16. Mai 1888 eine meteorologische Ursache wahrscheinlich geworden, sowie auch eine engere Beziehung zu den sog. Nebelpuffen der holländischen Küste, oder den *Barisal guns* des Gangesdeltas. Es sind dies heftige, aber unbestimmt dumpfe und von Kanonenschüssen wie von Donnerschlägen wohl zu unterscheidende Detonationen, die an heißen, stillen Tagen mit schwüler Witterung und dunstiger, nebliger Luft auftreten und meist als Vorboten eines Wetterumschlages gelten, übrigens sich als sehr verbreitet in allen feuchten Gebieten erwiesen haben. Nach der wohl allgemein angenommenen Erklärung Lieckfeldts beruhen diese Puffe auf einer Art Explosion, die dem Siedeverzug in Dampfkesseln entspricht: luftarmes Wasser in einem ruhig stehenden Dampfkessel gelangt oft erst nach Erhitzung von weit über 100° zum Sieden, und die Dampfentwickelung erfolgt dann mit einem Mal durch die ganze überhitzte Wassermasse, so daß der Kessel zur Explosion gebracht wird. In ähnlicher Weise können bei großer Ruhe der Atmosphäre Nebeltröpfchen, die längst der hohen Lufttemperatur entsprechend verdunstet sein müßten, noch flüssig bleiben, bis dann auf große Strecken auf einmal die Verdampfung eintritt, was von Detonationen und Seespiegelschwankungen, ja auch von

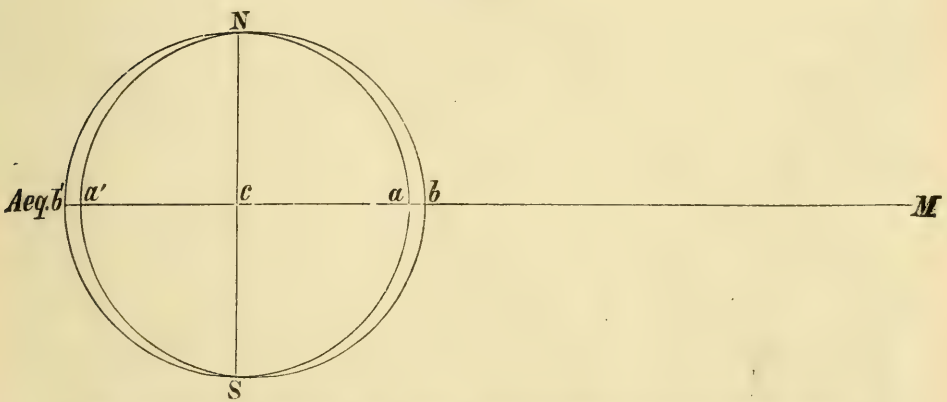
*) In Bare, engl. *bore*, liegt dieselbe Wurzel wie in „empor“.

einem Pumpen des Barometers begleitet ist. Man sieht leicht, daß sich dieser Verdampfungsverzug in kürzeren Zwischenräumen mehrfach wiederholen kann. Die Detonationen bezeichnet der Küstenbewohner Pommerns als das „Brummen des Seebären"; die Wogen selbst haben schon Höhen von $2^1/_2$ *m* (am 4. März 1779 in Kolberg) erreicht und durch ihre Brandung allerhand Schaden angerichtet. In der Nordsee geht ihre Beobachtung in der Gezeitenschwankung und der meist herrschenden Dünung leicht verloren, während die Puffe sehr wohl gehört werden.

2. Die Gezeiten.

Schon im Altertum erwähnen die Geographen jener rhythmischen Niveauschwankungen des Meeresspiegels,

Fig. 80.



Erklärung der Ebbe und Flut durch die Differenzen der Attraktion eines entfernten Himmelskörpers.

die wir unter dem Namen der Gezeiten oder Ebbe und Flut zusammenfassen. Obwohl sie dem Mittelmeer nicht ganz fehlen, so lernten die Alten sie doch erst an den atlantischen Küsten Spaniens und Frankreichs nach ihrer ganzen Größe kennen und würdigen. Eine Erklärung derselben wurde kaum versucht, obschon sowohl Strabo wie Plinius die Beziehungen der Gezeiten zum Monde kannten, wobei sie vielleicht phönizisch-chaldäische Untersuchungen zu Grunde legten.

In der neueren Zeit mutmaßte zwar schon Kepler

als Ursache der Gezeiten eine Anziehung der Himmelskörper wie des Mondes auf das Meer, aber erst Newton konnte zeigen, daß die Schwerkraft identisch sei mit jener Kraft, welche die Erde an die Sonne und den Mond an die Erde fesselt und die man Gravitation nennt. Die Anziehung ist aber eine gegenseitige, und so zieht der Mond auch die Erde an. Obwohl man sich für die Rechnung die Massen der sich gegenseitig anziehenden Körper konzentriert denkt in ihrem Schwerpunkt, so erfolgt doch thatsächlich nicht diese Kraftwirkung von Mittelpunkt zu Mittelpunkt, sondern jedes einzelne Massenteilchen des einen Körpers übt die Anziehung aus auf jedes Teilchen des andern. Darauf beruht die Entstehung der Gezeiten.

Denken wir uns (Fig. 80) in M einen anziehenden Himmelskörper, also etwa den Mond, in der Kugel, deren nordsüdlicher Querschnitt der Kreis $NaSa'$ giebt, die Erde, so wird nicht nur der Mittel- und Schwerpunkt c, sondern auch alle übrigen Teilchen des Erdkörpers vom Monde angezogen, aber mit der Maßgabe, daß die Anziehung abnimmt mit dem Quadrate der Entfernung von M. Ist also ein Abstand doppelt so weit entfernt wie ein anderer gegebener, so wird der doppelt so weit entfernte viermal weniger stark angezogen als der andere. Ist die sonst feste Erde mit einer beweglichen Wasserhülle umgeben, so werden diese Unterschiede in der Anziehung nur an dieser Hülle in die Erscheinung treten, denn die Abstände $ca = ca'$ sind eben bei einem festen Körper unveränderlich. Der Mond zieht also den ganzen festen Erdkörper ein wenig zu sich, die Distanz cM wird sich infolgedessen verringern — ein Vorgang, der auf der Figur der Deutlichkeit wegen nicht zum Ausdruck gebracht ist. Um eben dasselbe Stück werden die Punkte a und a' sich M nähern. Anders zwei bewegliche Punkte b und b' der Wasserhülle. b ist M erheblich näher als c, wird also stärker angezogen und sich demnach noch weiter auf M zu verschieben als c und das mit c fest verbundene a. b' dagegen ist um die Länge des Erdradius weiter von M entfernt als c, wird also nicht ganz c folgen, sondern zurückbleiben hinter a', welches ganz die Be-

wegung von *c* mitmacht, weil mit *c* fest verbunden. Die Folge wird sein, daß bei *b* und *b'* die Wasserhülle der Erde eine Aufwölbung erfährt: so entstehen zwei Flutwellen, und zwar heißt die *M* zugewandte bei *b* die Zenithflut, die von *M* abgewandte bei *b'* die Nadirflut. Die Analysis ergiebt, daß die letztere an Höhe nicht ganz der erstern gleichkommt, sondern etwa $^1/_{40}$ kleiner ist. Da das Volumen des Meeres ein fest gegebenes ist, aber durch seine Auftreibung bei *b* und *b'* eine andere Gestalt angenommen hat, so wird an den zwischen diesen beiden Punkten bei *N* und *S* um 90° abstehenden Stellen das Wasserniveau sich um so viel senken müssen, als nötig ist, um die Masse für die Auftreibung bei *b* und *b'* zu liefern. Diese Stellen haben Ebbe. So wenigstens werden im Binnenlande diese Formänderungen benannt. Der Seemann spricht schlechthin von Hochwasser und Niedrigwasser und versteht unter „Flut“ und „Ebbe“ Phasen der Gezeitenströmungen, von denen weiter unten die Rede sein wird. Die „Gezeiten“ selbst pflegt der Seemann die Tiden zu nennen.

Die Figur zeigt den Querschnitt der Erde von Pol zu Pol in der Ebene eines Meridians; aber man wird leicht einsehen, daß auch beim Querschnitt durch die Ebene des Äquators die Umformung der Wasserhülle die gleiche werden wird, wie auf der Figur die Ellipse *Nb Sb'* sie zeigt: gerade unter dem Monde die Zenithflut, 90° rechts und links davon die Ebbe, 180° davon die Nadirflut. Es ist also immer an zwei Punkten des Querschnitts zugleich Hochwasser und an zweien Niedrigwasser.

Denkt man sich nun die Erde um ihre Axe rotierend, so wird der Mond immer gerade unter sich dasselbe Flutellipsoid erzeugen. Es wird also in 24 Stunden 48 Minuten, welche erforderlich sind, demselben Ort wieder den Mond im Meridian zu zeigen, dieser Ort zweimal Hoch- und zweimal Niedrigwasser haben.

Außer dem Monde bewirkt aber auch die Sonne die Ausbildung eines zweiten Flutellipsoids, das mit dem des Mondes sich nicht immer decken wird, da die Sonne ja jedesmal in Intervallen von genau 24 Stunden durch

den Mittagskreis eines gegebenen Ortes geht. Auch wird die Sonne eine schwächere Flut ausbilden, da sie 387mal weiter von der Erde absteht als der Mond von dieser. Die Rechnung ergiebt darum, daß die Mondflut $2^1/_5$mal größer ist als die Sonnenflut, oder die erstere sich zur letzteren verhält wie 100 : 44.

Fig. 81 zeigt, wie durch das Ineinandergreifen der Sonnen- und Mondflut die thatsächlich an einem gegebenen Orte wahrnehmbaren Gezeiten sich zusammensetzen.*) Die oberste Darstellung *A* bezieht sich auf den Fall, wo Sonne und Mond zur selben Zeit durch den Meridian gehen, was sowohl bei Vollmond wie bei Neumond geschieht. Die Sonnenflut, ausgedrückt durch die punktierte Kurve, fügt sich zur Mondflut, ausgedrückt durch die gestrichelte Kurve, und beide ergeben die ausgezogene Kurve als „Springflut". Man sieht, diese Springzeit giebt nicht nur das höchste Hochwasser, sondern auch das niedrigste Niedrigwasser.

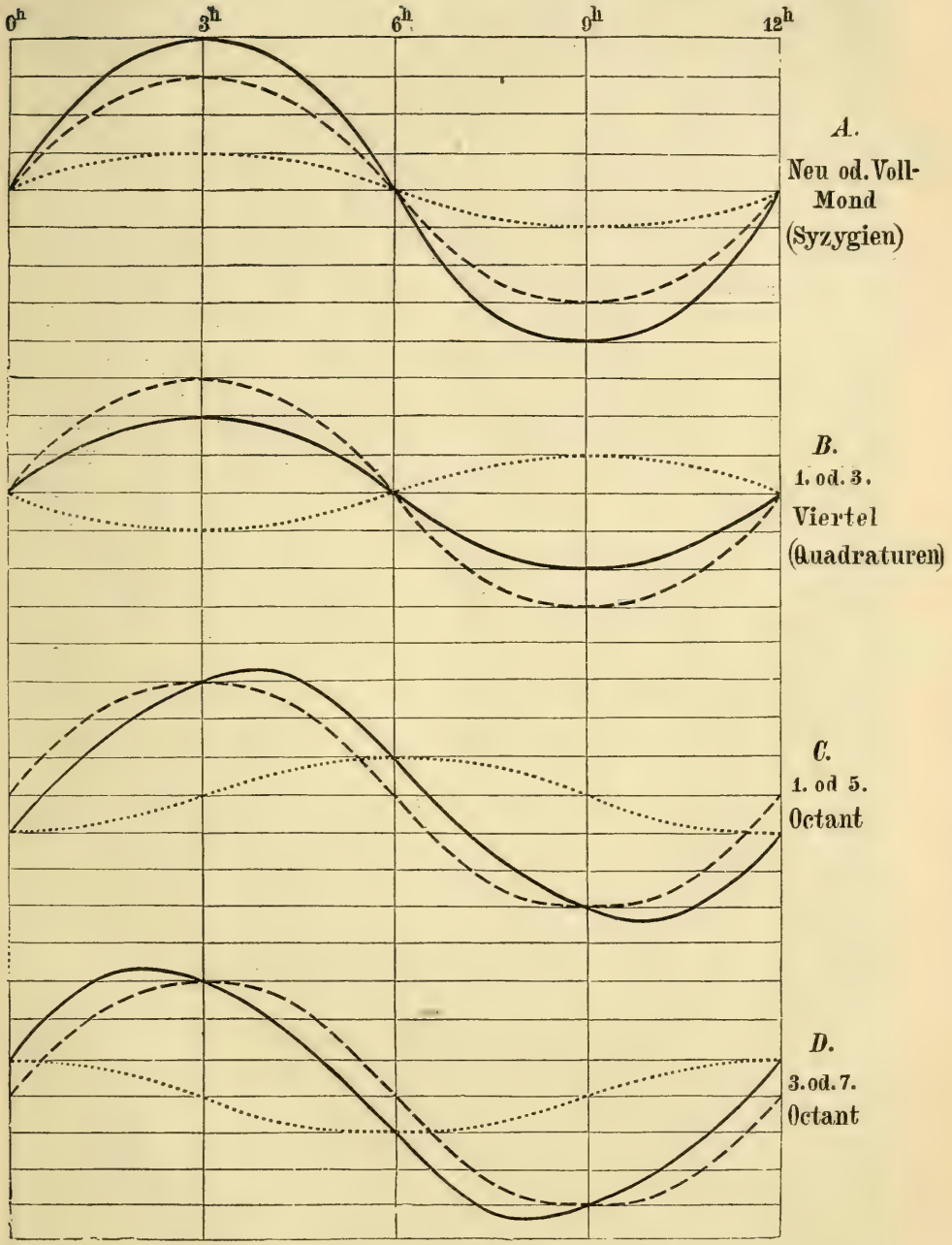
Die zweite Kombination *B* bezieht sich auf den Fall, wo der Mond und die Sonne um 90^0 am Himmel voneinander abstehen, also wenn der Mond im ersten und dritten Viertel ist, oder zur Zeit der Quadraturen; da haben Orte mit Mond-Hochwasser gleichzeitig Sonnen-Niedrigwasser, und umgekehrt die Orte mit Mond-Niedrigwasser Sonnen-Hochwasser, weshalb in diesem Falle die thatsächlich beobachteten Fluten sehr wenig ausgiebig sein und vom mittleren Wasserstand sich sehr wenig entfernen werden. Das sind die tauben Gezeiten (dat dove getide) des deutschen Seemannes, die *neap tides* der Engländer.**)

Wir drückten das theoretische Verhältnis von Mond- und Sonnenflut durch die Zahlen 100 zu 44 aus. Zur Springzeit wird also das Hochwasser $100 + 44 = 144$ über dem mittlern Niveau und das Niedrigwasser um

*) Die vertikalen Linien geben die Mondstunden, die also länger sind als die Sonnenstunden unserer Uhren.

**) In demselben Sinne wie man von einer „tauben" Nuß spricht. „Nippflut" ist ganz undeutsch und wird niemals über die Lippen eines Seemanns kommen.

Fig. 81.



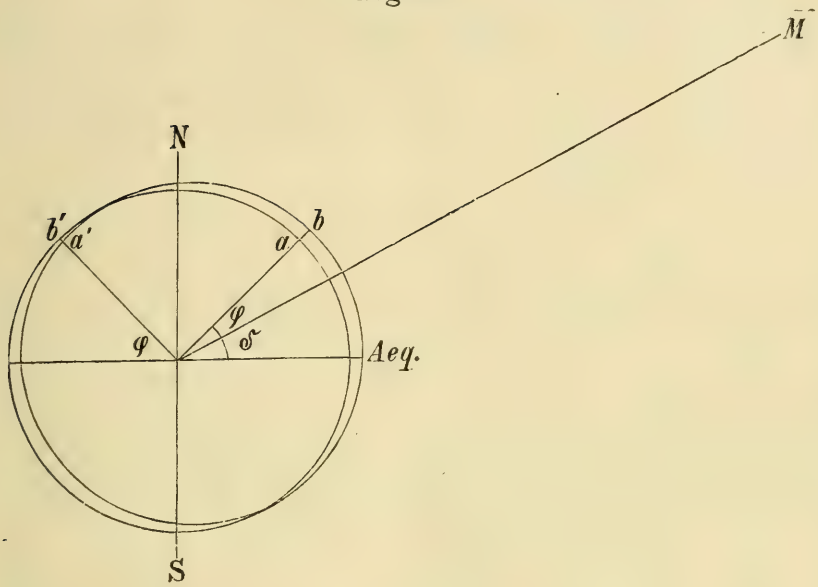
Die hauptsächlichsten Kombinationen von Mond- und Sonnenfluten.

ebenfalls 144 Höheneinheiten unter dem Normalniveau (Mittelwasser) sein. Die tauben Tiden aber geben die Differenzen 100 — 44 = 56 als Abstand der beiden Scheitelpunkte vom Niveau. Da der Mond seine Phasen in fast einem Monat völlig durchläuft, so lösen sich diese extremen Fälle alle 14 Tage ab, weshalb man sie halbmonatliche Ungleichheit nennt. Diese Ungleichheit bildet sich nicht nur in der Höhe der Gezeiten heraus, sondern auch in den Eintrittszeiten der Hoch- und Niedrigwasser, und diese soll durch die Kombinationen *C* und *D* verdeutlicht werden. Da nemlich die Flutwelle der Sonne und die des Mondes eine verschiedene Periode haben, und zwar die Mondwelle eine um 48 Minuten längere, so ist nach dem Tage des Voll- oder Neumonds das Sonnenhochwasser am Beobachtungsorte 48 Minuten früher zu erwarten als das der Mondwelle. Das thatsächlich am Orte beobachtete Hochwasser aber wird eine Kombination aus beiden sein, also der Zeit nach etwas früher eintreten, als der Mond allein es erzeugt haben würde. Dieses Zeitintervall vergrößert sich natürlich mit jedem folgenden Tage, bis die Sonne gerade 4 Stunden früher durch den Meridian geht als der Mond, also bis zum ersten (oder fünften) Oktanten. Die dann entstehende Kombination zeigt die Figur bei *C*. So geht die Sonnenwelle scheinbar immer mehr dem nächsten Mondhochwasser entgegen. Nachdem die Phase des ersten Viertels mit ihren tauben Tiden passiert ist (*B*), wird das Intervall zwischen dem Eintreffen der beiden Hochwasser wieder kleiner, aber nun tritt das thatsächliche Hochwasser später ein, als die Mondwelle allein ergeben würde (vgl. *D*, wo das Maximum der Verspätung im 3. [7.] Oktanten eingezeichnet ist).

Außer dieser halbmonatlichen gibt es noch eine sog. tägliche Ungleichheit, die darin besteht, daß die Höhe der beiden Hochwasser eines Tages nicht gleich ist. Diese Erscheinung beruht darauf, daß das fluterzeugende Gestirn nur vorübergehend gerade über dem Äquator steht, was wir oben angenommen haben, nur um den einfachsten Fall zu untersuchen. Jene Figur 80 zeigt das höchste Hochwasser gerade unter dem

Äquator, dann dessen gleichmäßige Abnahme polwärts, und in der Nähe des Pols das Niedrigwasser. Anders wird diese Anordnung, sobald die Sonne oder der Mond nördlich oder südlich vom Äquator kulminieren. Die

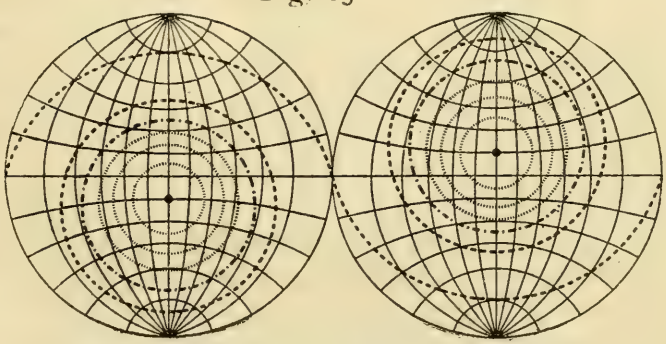
Fig. 82.



Erklärung der täglichen Ungleichheit.

neue Figur gibt dem Monde eine nördliche Deklination von δ^0, d. h. er steht für den Breitenparallel von δ^0 im Zenith. In Folge davon liegt der Scheitel des Flutellipsoids in δ^0 Breite, und nicht mehr im Äquator, der also nicht das höchste Hochwasser hat. Dafür erhält aber jeder Pol ein solches. Nehmen wir nun einen Ort a in der Breite φ, so hat dieser, wenn der Mond durch seinen

Fig. 83.



Planisphärische Ansicht der täglichen Ungleichheit.

Meridian geht, das Hochwasser von der Höhe *a b*, nach 12 Stunden aber, wo der Ort nach *a'* sich gedreht hat, bewirkt die Nadirflut nur ein Hochwasser von der Größe *a' b'*. Das giebt also eine tägliche Ungleichheit. Fig. 83 zeigt nach George Darwin diese Flutwelle kartographisch in Linien gleicher Höhe über dem Meeresspiegel für beide einander gegenüber stehenden Erdhälften, wobei diese ganz mit Wasser bedeckt vorgestellt werden und die fein punktierten Linien die Isohypsen über dem mittleren Niveau, die gestrichelten solche unter demselben bedeuten.

Soweit diese Ungleichheit vom Monde allein erzeugt wird, hat sie eine Periode von einem halben Monat; da aber auch die Sonne bekanntlich in einem halben Jahr nördlich, im andern südlich vom Äquator kulminiert, so bewirkt auch sie eine solche Ungleichheit, wenn auch eine erheblich schwächere, als der Mond, und mit einer Periode von einem halben Jahr. — Auch diese Ungleichheit hat einen Einfluß auf die Zeit des Hochwassers. Der Ort *a* (Fig. 82) hat eine andere Lage zur Drehungsaxe des Flutellipsoids wie *a'*, letzteres liegt dem Drehungspol des Flutellipsoids näher als *a*. Das wird zur Folge haben, daß das Hochwasser in *a* nicht bloß höher, sondern auch länger andauert als in *a'*.

Eine weitere sehr merkliche Verschiedenheit der Gezeitenhöhen wird durch den nicht immer gleichen Abstand des Mondes von der Erde und dieser von der Sonne erzeugt. Für den Mond schwanken die Werte für die fluterzeugende Kraft zwischen einem Maximum und Minimum, die sich verhalten wie 59 zu 43, für die Sonne wie 21 zu 19. Daraus kann man nach Herschel als theoretisches Verhältnis des höchsten Hochwassers bei Springtide zum niedrigsten Niedrigwasser bei tauber Tide die Werte setzen: 59+21 zu 43—19 oder 80 zu 24 oder 10 zu 3. Diese Ungleichheit heißt die parallaktische.

Man kann sich nun einen ungefähren Begriff machen von den zahllosen Kombinationen, die zwischen diesen Verschiedenheiten der Stellungen und Ent-

fernungen der fluterzeugenden Himmelskörper möglich sind. Die vom Mond allein abhängigen erschöpfen sich freilich innerhalb $18^1/_2$ Jahren und kehren dann in alter Folge wieder, wobei die extremen Deklinationen zwischen 18^0 und 29^0 Breite liegen. Die Sonne aber würde ihre Änderungen an dem Verlaufe der Gezeiten erst nach rund 21000 Jahren von neuem wiederholen, wo dann das Perihelium (die größte Annäherung an die Sonne) auf denselben Jahrestag fällt.

Im Wesentlichen hat diese eben gegebenen Betrachtungen schon Newton angestellt; aber bis auf den heutigen Tag ist es noch nicht gelungen, auf Grund der Theorie allein die Eintrittszeit und die Höhe des Hochwassers für irgend einen gegebenen Ort voraus zu berechnen. Thatsächlich nämlich bewirkt die Trägheit der Wassermassen, daß sie nicht unmittelbar den anziehenden Kräften folgen, sondern sich verspäten. So treten die Wirkungen der Springzeit vielfach erst zwei Tage nach dem Voll- oder Neumond ganz in die Erscheinung und diese Verzögerung ist fast für jeden Ort eine andere. Ferner hat die ungleiche Tiefe der Meere und vor allem ihre Unterbrechung durch die Landflächen eine solche Störung des sich entwickelnden Flutellipsoids zur Folge, daß es ganz unmöglich erscheint, eine vollständige Theorie der faktischen Gezeitenerscheinungen, so wie sie an den Küsten beobachtet werden, aufzustellen. Das ist weder Newton und Bernouilli gelungen mit ihrer Gleichgewichtstheorie, welche von jeder Trägheitswirkung absah, also dem Wasser die Eigenschaften der Masse absprach, noch Laplace, der in seiner sogenannten dynamischen Theorie die unerlaubte Annahme einer ununterbrochenen, kontinentlosen Wasserdecke der Erde zu Grunde legte, noch Ferrel, der in den Gezeiten des Atlantischen Ozeans nur das Hin- und Herschaukeln erblickte, wie es stehende Wellen erzeugen. Letzteren hat bereits Börgen mit der einfachen Rechnung widerlegt, daß die Dimensionen des Atlantischen Ozeans stehende Wellen von ganz anderer Periode ergeben würden, als Ferrel annahm. Airy wieder betrachtete in seiner Kanaltheorie

die Gezeitengestaltung, wie sie sich in einem Kanal von beliebiger Länge, Breite und Tiefe ergeben würde, und schuf damit unmittelbar auf die Flutvorgänge in Meeresstraßen und Flußmündungen anwendbare Gesetze, wobei er das Phänomen im Ganzen als eine Wellenbewegung behandelte. In dieser Richtung bewegen sich auch die neuesten Arbeiten von Prof. Börgen in Wilhelmshaven, welche bestimmt sind, der Gezeitenlehre neue Bahnen zu weisen. Schon Newton wußte, daß die Orte einer und derselben Küstenstrecke keineswegs zur selben Zeit ihr Hochwasser erhalten. Die Uhrzeit des an einem Vollmond- oder Neumondtage eintretenden Hochwassers nennt der deutsche Seemann die Hafenzeit, der englische: *establishment.* Noch niemals ist es gelungen, für einen Ort die Hafenzeit aus der bloßen Theorie zu berechnen; sie kann nur durch Beobachtungen erhalten werden.

Beigegebene Karte, auf der die römischen Ziffern die Uhrzeiten (nach Greenwich-Zeit) angeben, versucht durch Linien gleichzeitiger Hafenzeit ein Bild zu entwerfen von dem Verlaufe der Flutwelle an den Küsten Frankreichs, Englands und Deutschlands. Die Linien, welche angenähert die Lage des Kamms der Flutwelle zur angegebenen Stunde andeuten, zeigen, wie sich diese Welle, ganz nach den im vorigen Abschnitt entwickelten Gesetzen, in ihrer Richtung zur Küste verhält. In der Mitte des britischen Kanals, im tieferen, freieren Wasser eilt der Kamm vor, an den Küsten bleibt er zurück, fast 6 Stunden braucht die Welle, um vom westlichen Eingange des trichterförmigen Kanals nach Dover vorzudringen. Das Irische Meer erhält Wellen von Norden und Süden, und in der Nordsee, läuft eine Welle an Schottland und England entlang von Norden nach Süden, während die aus der Enge von Dover tretende nach Osten weiter eilt. Solche Karten hat zuerst der Engländer Whewell entworfen, der eine Zeitlang sogar der Meinung war, derartige Linien *(cotidal lines),* die man Homopleroten oder noch besser Flutstundenlinien nennt, für das ganze Weltmeer zeichnen zu können. Man sieht in manchen Atlanten leider noch

Fig. 84.

Darstellung
des Verlaufes der
HAFENZEITEN
oder der
HOCHWASSERZEITEN
zur Zeit des Voll- und Neumondes
an den nordeuropäischen
KÜSTEN.

solche Kärtchen, obwohl sie ganz unmögliche Dinge zur Anschauung bringen und trotzdem sie Whewell 18 Jahre nach seinem ersten Versuche selbst feierlich widerrufen hat. Er war von der ganz irrigen Annahme ausgegangen, daß nur der größte Ozean, der Pazifische, Fläche genug besäße, um eine selbständige Flutwelle zu schaffen, und diese sollte dann durch den Indischen in den Atlantischen treten, um in diesem von Süden nach Norden zu laufen. Der Irrtum ist um so augenscheinlicher, als ganz kleine Wasserbecken, wie der Michigansee in Nordamerika, nachweislich eine Gezeitenbewegung zeigen, die allerdings nur wenige Centimeter, in Chicago 7, in Milwaukee 3 bei Springzeit, erreicht.

Durchmustert man die Hafenzeiten im Nordatlantischen Ozean (welche wenig Beziehung in ihrer Folge zum Südatlantischen zeigen), so tritt uns als typischer Gegensatz die Gleichzeitigkeit entgegen, mit der die Flutwelle alle Küstenpunkte der Vereinigten Staaten trifft, gegenüber der allmählichen Verspätung an den europäischen Küsten nach Norden hin. An der Küste von Florida liegen die Hafenzeiten zwischen $1^1/_2$ und $1^3/_4$ Uhr, etwas früher an der Küste von Georgia, bei Kap Hatteras, dem am weitesten östlich vorragenden Punkte, sich verfrühend bis 6 Min. nach 12 Uhr. Am Eingange zum Delaware und zur Bucht von New-York trifft sie zwischen $12^1/_2$ und $12^3/_4$ Uhr ein; dagegen vor Halifax auf der Sable Insel schon $^1/_2 11$, bei Kap Race auf Neufundland ebenso, an der eigentlichen Küste aber etwas später, um Mittag (immer nach Greenwich-Zeit).

Börgen erklärt diese merkwürdigen Hafenzeiten so, daß er annimmt, im Atlantischen Ozean verlaufe die Flutwelle in dessen längster Axe, also von Süden nach Norden. Dabei mache sich dann die oben beschriebene so einfache Anordnung der nordatlantischen Tiefenbecken geltend: jene flache Aufwölbung in der Mitte, von Island über die Azoren bis in die äquatoriale Region hin, zu beiden Seiten lange und tiefe Mulden. Dadurch wird die Welle in der Mitte des Ozeans aufgehalten, in der westindischen Tiefe mit ihren 6000 und mehr Metern aber schnell voreilen, ebenso in dem tiefen

Kessel südlich Neufundland. So kann es kommen, daß die Welle gleichzeitig an allen äußeren Inseln Westindiens und an den Ostküsten der Union gespürt wird, während sie an den vorragendsten Punkten, bei Kap Hatteras und erst recht bei Neufundland, sich verfrüht. An den europäischen Küsten bewirkt die nordwärts stetig abnehmende Wassertiefe eine ebenso stetige Verzögerung der Welle, so daß sie schließlich in England erheblich (vier bis sechs Stunden) später eintrifft, als an der gegenüberliegenden Seite des Ozeans. Diese Hafenzeiten waren schon auf dem Kärtchen (S. 225) zu ersehen.

Wir sahen oben, wie die Meereswellen beim Auflaufen auf eine flach abfallende Küste an Höhe wachsen. Ganz so ist es auch bei der Gezeitenwelle. Im offenen Ozean, auf einzelnen in tiefem Wasser aufsteigenden Inseln, ist der Flutwechsel, d. h. der Niveauabstand zwischen Hoch- und Niedrigwasser (was man schlechthin auch Wellenhöhe nennen könnte), nur der Bruchteil eines Meters. So auf den Sandwich-Inseln und Tahiti 30 bis 50 *cm*, auf St. Helena schon fast ein Meter. An den Küsten aber steigert er sich um so mehr, je kräftiger die Welle bei Abnahme der Tiefe auch seitlich durch Verengerung des Kanals eingeschränkt wird. So sind viele trichterförmige Busen die Schauplätze wahrhaft kolossaler Gezeiten. Schon im Golf von Bristol erreicht der Flutwechsel allgemein meist 10 *m*, am Clevedon-Pier zur Springzeit ausnahmsweise wohl einmal 16 *m*. Gar oft beschrieben ist der überraschende Gegensatz, den der Anblick der flachen Bai von Saint-Michel bei Avranches (an der Spitze des Trichtergolfes, in welchem die Kanalinseln liegen) gewährt, wenn das auf einer isolierten Felsenzacke hoch aufragende Schloß bei Hochwasser von einem 12 bis 15 *m* tiefen Wasser umwogt daliegt, während man bei Niedrigwasser fast trockenen Fußes vom Festlande hinübergelangt. Die höchsten Gezeiten aber, die bekannt geworden sind, gehören der amerikanischen Küste an. Da wo sich zwischen die Halbinsel Neu-Schottland und das Festland die Fundy-Bai einschiebt, wälzt sich eine

Flutwelle nach Norden hin, welche in der innersten Stelle, der Chepody-Bai, bis 21·3 *m* Höhe erreicht. Auch in der Nähe der Magellanstraße, in ostpatagonischen Buchten, hat man einen Flutwechsel von 18 *m* bemerkt. Nach den von Airy aus der Wellentheorie (1842) abgeleiteten Formeln kann man übrigens diese Riesenfluten vollkommen aus der Abnahme der Wassertiefe und der seitlichen Verengerung des Beckens erklären.

In unseren deutschen Häfen ist die Fluthöhe im Mittel in Emden 2·76 *m*, in Wilhelmshaven 3·46 *m*, in Bremerhaven 3·30 *m*, in Cuxhaven 2·80 *m*, im Hafen von Hamburg 1·88 *m*. Doch gehen die höchsten Springfluten fast auf das doppelte jener Werte, von den Sturmfluten, bei denen der nordwestliche Wind das Wasser aufstaut, ganz abgesehen.

In die Ostsee läuft die Flutwelle durch die Engen der Belte hinein und wird dadurch erheblich geschwächt. Neuere Beobachtungen haben gezeigt, daß sie im Hafen von Kiel einen Flutwechsel erzeugt von 70 *mm*, bei Fehmarn (an der Marienleuchte) von 64 *mm*, bei Arkona auf Rügen von 20 *mm*, bei Swinemünde von 18 *mm* Höhe; nach älteren Beobachtungen weiter östlich bei Neufahrwasser 6·7 *mm* und Memel 4·5 *mm* — also verschwindend kleine Werte.

Im Mittelländischen Meere scheint sich eine selbständige Flutwelle auszubilden, doch kann sie bei der geringen Fläche des Beckens und der großen Tiefe des Küstenwassers nicht sehr fühlbar werden. Nur wo flache Küstenbänke von einiger Breite vorhanden sind, erlangen auch die Mittelmeer-Gezeiten ihre Bedeutung. So in den Syrten, wo bei der Insel Dscherba der Flutwechsel 2·1 *m* beträgt. Sonst wird nirgends der Wert von einem Meter erreicht, obschon die Niveauunterschiede zwischen Hoch- und Niedrigwasser keineswegs ganz dem aufmerksamen Auge sich verbergen, wie an den phönizischen Küsten, bei Venedig, und sonst. Ja Livius berichtet uns sogar, daß Scipio das starke Neu-Karthago nur unter rascher Benutzung einer besonders tiefen Ebbe habe erobern können.

Allgemein sind die inselumrahmten Mittelmeere

durch schwache Gezeiten gekennzeichnet. So das Amerikanische, das bei Jamaika nur 30, bei Colon 50, Vera Cruz 60 *cm* erlangt. Das Australasiatische erreicht nur selten über zwei Meter. Diese beiden Mittelmeere zeigen aber eine merkwürdige Verwandtschaft darin, daß stellenweise die Wirkungen der täglichen Ungleichheit so mächtig werden, daß darüber die halbtägigen Gezeiten sich beinahe ganz in eintägige verwandeln. Das sind die altberühmten Eintagsfluten des mexikanischen Golfs und des Golfs von Tongking, die ihresgleichen wohl noch in der Javasee, in Neupommern und an der Südküste Australiens, nirgends aber an den europäischen oder westamerikanischen Küsten haben: und zwar findet das Hochwasser im Sommer bei Tage, im Winter des Nachts statt. Diese Eintagsfluten dem Verständnis näher zu führen, ist ebenfalls Börgen gelungen, in dem er Airys Wellentheorie für diesen Zweck weiter entwickelte. Er wandte hier nur die oben schon erwähnte Lehre von den Interferenzen der Wellen an, wonach sich Wellensysteme in den verschiedensten Richtungen unabhängig von einander durchkreuzen können. Es giebt nun außer den halbtägigen Wellen, die bisher immer erwähnt waren, in Airys Wellentheorie auch solche von längerer Periode: die Springfluten von 14 Tagen Periode sind uns bereits bekannt; es kommen nun aber auch Wellen von einem Tage Periode vor. Denken wir uns nun zwei Systeme von gewöhnlichen Halbtagsfluten einander in genau entgegengesetztem Sinne durchkreuzend, so daß in einer bestimmten Gegend immer ein Wellenthal des einen Systems mit einem Wellenberg des zweiten zusammenfällt, so werden hier die Halbtagswellen verlöscht sein und nur die eintägigen übrig bleiben; diese können sogar auch wieder aus zwei gleichen oder nur um einen kleinen Winkel verschiedenen Richtungen herbeilaufen und unter Umständen Wellenberg auf Berg, Thal auf Thal legen, und dann recht hohe Eintagsfluten bilden.

Diese Interferenztheorie macht auch noch andere Vorgänge verständlich. In Tahiti, an einer Stelle der Javasee und in dem irischen Hafen Courtown, südlich

von Dublin, richten sich die Gezeiten ganz allein nach der Sonne: jeden Tag zur gleichen Stunde tritt die Flut ein. Börgen zeigt, daß dieser Fall verständlich wird, wenn zwei Wellensysteme aus genau entgegengesetzten Richtungen auf einander zulaufen: Dann können sich die Mondwellen gegenseitig auslöschen, wobei die Sonnenwellen zurückbleiben. Die Sonnenwellen haben eine Periode von genau 12 Stunden, die Mondwellen aber von 12·42 Stunden; wie die Perioden, so verhalten sich ihre Wellenlängen, d. h. wie 29 zu 30. Bewegen sich nun je eine Mond- und eine Sonnenwelle, wie wir zunächst annehmen wollen, in derselben Richtung vorwärts, so ist klar, daß ihre Kämme bald auseinander kommen werden: der Kamm der ersten Mondwelle ist von dem der nächsten Sonnenwelle um $^1/_{29}$ entfernt, die zweite steht schon um $^1/_{15}$, die dritte $^1/_{10}$ der ganzen Wellenlänge ab, und erst der Kamm der dreißigsten Sonnenwelle wird wieder auf den der 29. Mondwelle treffen. Denken wir uns nun den complicierten Fall, daß sowohl zwei Systeme von Mondwellen wie zwei von Sonnenwellen vorhanden sind, die sich sämtlich noch dazu in einem großen Winkel durch einander hindurch bewegen, so wird man an den Punkten, wo sich Wellenberge aller vier Systeme auf einander lagern, hohe Fluten mit dem theoretisch geforderten Verhältnis der Mond- zu den Sonnenwellen finden, also wie 100:44. Eine Wellenlänge weiter aber wird das anders. Dort kreuzen sich die Kämme der beiden Mondwellen am Gehänge der Sonnenwellen und wieder die beiden Kämme der Sonnenwellen im Anfang des Wellenthals der Mondflutwellen: im ersten Falle wird die Sonnenwelle viel kleiner, im zweiten viel größer ausfallen als das theoretische Verhältnis. Aus solchen Interferenzen wird es verständlich, daß jedes beliebige Verhältnis von Mond- zu Sonnenfluthöhen zustande kommen kann, wie denn auch die Beobachtungen ergeben, daß an der kalifornischen Küste bei San Diego das Verhältnis ungefähr normal 0·41, in San Francisko schon 0·23 ist; in der Floridastraße ist die Mondflut sechsmal stärker als die Sonnenflut, in der Mississippimündung die Sonnen-

flut übernormal (0·59); in Mauritius und Ceylon sind Mond- und Sonnenfluten beinahe gleich.

Wie es Flutwellen mit einer Periode von einem und von 14 Tagen, 28 Tagen, einem halben Jahr, einem ganzen Jahr giebt, so kennt Airys Wellentheorie auch solche von kürzerer Periode, nemlich von $^1/_3$, $^1/_4$, $^1/_6$, $^1/_8$ Tag u. s. w., die aber nur im ganz flachen Wasser vorkommen. Hier ist nun eine Analogie hervorgetreten, die sich bald sehr fruchtbar für die Gezeitentheorie erwiesen hat, nemlich zu den Tonwellen. Wie Helmholtz gezeigt hat, sind die Töne, die ein Musikinstrument erzeugt, nichts Einfaches, sondern der einzelne Ton ist zusammengesetzt aus einem Grundton, der der tiefste ist, und einer großen Zahl anderer, höherer, die 2-, 3-, 4-, 5-, und mehrmal mehr Schwingungen in der Sekunde machen: das sind die sog. Obertöne. Im flachen Wasser bilden nun auch die Gezeiten solche Oberfluten, und diese lagern sich dann auf die halb- und eintägigen Wellen auf, ja sie können sie sogar an Größe sehr übertreffen, wie man, um die Analogie mit einem Musikinstrument wieder aufzunehmen, auf einem Waldhorn oder einer Flöte durch entsprechendes Anblasen nur die hohen Töne erklingen, den Grundton ausfallen lassen kann. So giebt es im Tayflusse bei Stirling in Schottland täglich dreimal Hochwasser (also in einer Periode von 8 Stunden oder $^1/_3$ Tag), in brasilischen Flußmündungen viermal Hochwasser (Sao Francisco, Paranagua also $^1/_4$ Tag), und in vielen andern Fällen lagern sich diese kurzen Wellen auf die halbtägigen in der Weise auf, daß das Hochwasser mit kurzen Schwankungen ein paar Stunden andauern kann, wie in Havre fast 4 Stunden, in Southampton über 3 Stunden lang: in Havre können dadurch über ein Dutzend Schiffe mehr in die Hafenbecken eingeschleust werden, als sonst möglich wäre. Ja man könnte die Analogie noch weiter treiben und sogar die ganz kurzen von den modernen selbstregistrierenden Pegeln überaus häufig an allen Küsten angezeigten, kleinen Wellen von 5 bis 90 Minuten Periode und von 5 bis zu 150 *cm* Höhe als Oberfluten auffassen, wie es auch Obertöne von so

hohem Range giebt, die bei der Klangfarbe der Violine eine große Rolle spielen oder schon beim Anschlagen einer Stimmgabel dann zu hören sind, wenn man sie nicht auf einen Resonanzboden aufsetzt, sondern frei in der Luft hält. Es würden dann die Flutwellen, indem sie ihren erhöhten Wasserstand regelmäßig in ein solches Hafenbecken hineinwerfen, in diesem Eigenschwingungen des Wassers hervorrufen, so daß also meteorologische Ursachen hierfür nicht durchaus notwendig sind (vgl. S. 213).

Es wird noch emsiger Arbeit und langjähriger Untersuchungen bedürfen, ehe man alle Eigenschaften der Gezeiten auch nur gehörig kennen lernen, geschweige denn erklärt haben wird. Und doch ist die praktische Benutzbarkeit vieler Häfen durch die Gezeiten vielfach beschränkt, indem die modernen tiefgehenden Seeschiffe nur bei Hochwasser einlaufen können. Aus mehrjährigen Beobachtungen, also lediglich auf Grund der Erfahrung, kann man aber für jeden Hafenort Tabellen im Voraus berechnen, aus denen der Eintritt und die mutmaßliche Höhe der Flutwelle für jeden beliebigen Tag entnommen werden kann; wie die andern hydrographischen Ämter, so veröffentlicht auch die Nautische Abteilung des Reichsmarineamts in Berlin regelmäßig solche Gezeitentafeln. Überdies wird an vorspringenden Küstenpunkten oder auf Leuchtschiffen den ansegelnden Schiffen durch bestimmte Signale der jeweilige Wasserstand angekündigt; in San Francisko hat man eine Vorrichtung erbaut, die dies selbstthätig durch die Flutwelle besorgt (Fig. 85).

Für den Schiffer aber sind die Gezeiten an den Küsten nicht nur durch die Änderungen der Fahrwassertiefe von Bedeutung, sondern auch durch die Strömungen, welche sie zur Folge haben. Diese Gezeitenströme wollen wir noch mit einigen Worten betrachten.

Da die Theorie seit Airy die Gezeiten als eine Wellenbewegung auffaßt, so werden die einzelnen Teilchen des tidenden Wassers ganz dieselben Phasen in ihren Verschiebungen zeigen, die wir oben für die Wellen im Allgemeinen dargelegt haben (Seite 193). Fig. 86 auf S. 234 zeigt die Anwendung auf eine Welle,

die wie die Flutwelle eine Periode von 12 Stunden und 24 Minuten haben möge. Die Welle bewegt sich nach

Fig. 85.

Automatischer Flutzeiger bei San Francisko.
(Der Zeiger an der Skala giebt die Wassertiefe zu + 1·4 Fuß über Normal an; der Pfeil im Mittelfelde zeigt, dass das Wasser steigt.)

rechts. Da vertikale Verschiebungen als Strom nicht gefühlt werden, so kommen hier nur die horizontalen in Betracht. 6 Stunden und 12 Minuten bewegt sich das

Fig. 86.

Kreislauf der Wasserteilchen in der Flutwelle.

Teilchen über dem Mittelniveau nach rechts, das ist der Flutstrom oder kurzweg die Flut der Seeleute; ebensolange unter dem Mittelniveau nach links, das ist der Ebbestrom oder die Ebbe. Das Maximum des horizontalen Fortschreitens in der Zeiteinheit erfolgt nach der Figur im Augenblicke des Hochwassers und in dem des Niedrigwassers. In der Zeit, wo das Mittelniveau passiert wird, 3 Uhr 6 Minuten und 9 Uhr 18 Minuten, ist gar kein Strom, das sind die Zeiten des Stillwassers, auf welche dann eine Umkehr, oder wie der Seemann sagt, das Kentern des Stromes folgt, indem Flut- und Ebbestrom einander ablösen.

Befindet man sich aber am Strande, so wird man ganz abweichend von den Angaben der Figur stets wahrnehmen, daß das Kentern des Stromes nicht 3·1 Stunden nach dem Hochwasser oder Niedrigwasser erfolgt, sondern mit diesen Phasen zusammenfällt. Gerade wo das Wasser am höchsten aufgelaufen ist, hört der Strom auf (Stauwasser), dann beginnt mit fallendem Wasser auch die Ebbe, sie entführt das Wasser seewärts, und hält damit an, bis Niedrigwasser erreicht ist, wo dann der Strom abermals kentert und sich als Flut auf das Land zu bewegt. Hier scheinen also Theorie und Thatsachen im Widerspruch. Aber doch nur scheinbar.

Die Theorie geht von der vereinfachenden Annahme eines nach allen Richtungen hin unbegrenzten Wassers von gleichmäßiger, großer Tiefe aus. Am Strande aber haben wir eine feste Begrenzung, und das Küstenwasser ist flach und nimmt langsam seewärts an Tiefe zu. Dadurch wird die regelmäßige Welle umgeformt, zunächst insofern, als die von den schwingenden Wasserteilchen durchmessenen Bahnen nicht mehr die eines Kreises, wie in obiger Fig. 86, sind, sondern die einer Ellipse, und zwar einer sehr langgestreckten. Sodann wird auch das Profil der Welle verändert, und zwar so wie bei den dem Strande zueilenden Windwellen: Die Vorderseite der Welle wird mangelhaft ausgebildet, und die Flutströmung des Wellenkammes kann um so weniger

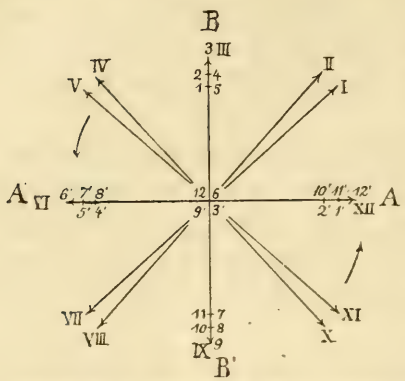
über den Moment des Hochwassers hinaus unterhalten werden, als die Welle sich der Küste nähert. Da, wo sie an diese anschlägt, erfolgt das Kentern des Stroms dann genau im Augenblick des Hochwassers bezw. Niedrigwassers.

So fällt im Elbetrichter vor Kuxhaven das Kentern des Stroms thatsächlich noch nicht mit den extremen Wasserständen zusammen, sondern erfolgt $1^1/_4$ Stunde nach Niedrigwasser, $1^1/_2$ Stunde nach Hochwasser, und in Wilhelmshaven $^3/_4$ Stunden nach Hoch- resp. Niedrigwasser.

Die Richtung der Gezeitenströme ist in der Nähe des Strandes immer so, daß Ebbe und Flut nach genau entgegengesetzten Kompaßstrichen verlaufen. Aber schon in unserer Nordsee und sonst in den flacheren Meeren sind Abweichungen hiervon lange bekannt. In den Gezeitentafeln werden namentlich sog. rotatorische Strömungen erwähnt: sie lassen den Strom stetig seine Richtung ändern, indem er an der einen Stelle im Sinne des Uhrzeigers, an einer andern umgekehrt, alle Kompaßstriche nach einander durchläuft. In der Irischen See weiß man wieder zu berichten von hohen Flutwellen ohne allen Gezeitenstrom, während man ein Gegenstück hierzu zwischen der holländischen und englischen Küste kennt, wo zwar Gezeitenströme regelrecht alternierend auftreten, aber der Flutwechsel ausfällt, der Wasserstand sich also immer gleich bleibt.

Diese zunächst rätselhaft erscheinenden Vorgänge hat schon Airy auf Grund seiner Wellentheorie erklären können, indem er sie auf die Interferenz von zwei einander mit verschiedener Richtung und verschiedener Phase durchkreuzenden Flutwellen zurückführte. Es kommt hierbei ebenso auf den Schnittwinkel, in dem die beiden Wellen sich treffen, wie auf die Größe des Phasenunterschieds an; die Sache läßt sich auf graphischem Wege leicht verständlich machen. In Fig. 87 läuft die eine Flutwelle in der Richtung von A' nach A, die zweite in der Richtung B' B; der Schnittwinkel ist 90^0. Der Flutstrom der ersten oder A-Welle ist nach A gerichtet, der Ebbestrom genau entgegengesetzt nach A'.

Fig. 87.



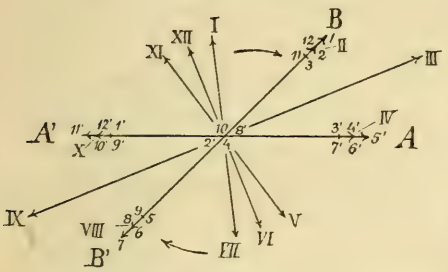
Entstehung eines nach links rotierenden Gezeitenstroms.

Hochwasser ist um 12 Uhr; Niedrigwasser um 6 Uhr (wir rechnen der Einfachheit wegen nach Mondstunden); Mittelwasser also um 3 Uhr und 9 Uhr, und zu dieser Zeit kein Strom. Die Stärke des Flutstroms für die einzelnen Stunden ist durch die Länge der Abstände zwischen 9′ und 10′, bezw. 11′, 12′, 1′, 2′, Uhr gegeben; die des Ebbestroms in der Richtung auf A′ symmetrisch dazu. Für die B-Welle ist Hochwasser um 3 Uhr, also drei Stunden später als für die A-Welle. Im Übrigen ist die Niedrigwasserzeit mit 9 Uhr, die Stillwasserzeit mit 6 und 12 Uhr aus der Figur abzulesen. Aus diesen beiden Wellen bildet sich nun für jede einzelne Stunde der jeweilige Strom als Resultierende der beiden zeitlich zugleich auftretenden Einzelströme aus. Also um 12 Uhr hat die A-Welle höchste Flut, die B-Welle Stillwasser; der Strom geht mit der A-Welle allein nach Osten. Um 1 Uhr ist die Stromstärke der A-Welle gleich dem Abstand 9′—1′ die der B-Welle = 12—1: die Resultierende ist durch den mit I bezeichneten Pfeil gegeben. So sind dann für die übrigen Stunden die mit römischen Ziffern bezeichneten Richtungen und Stromstärken leicht zu konstruieren. Der Strom dreht hier links herum, entgegen dem Uhrzeiger. Die nebenstehende ähnlich entworfene Fig. 88 zeigt, daß der Strom rechts herum dreht, wenn die der Zeit nach spätere Welle rechts liegt, so daß beide Figuren das Gesetz erkennen lassen: Der Strom dreht immer nach der Seite der später ankommendeu Welle hin. Bei Fig. 88 ist der Phasenunterschied der beiden Wellen 4 Stunden, der Schnittwinkel 45^0, die Stromstärke bei 3 Uhr und 9 Uhr besonders groß.

Drehströme kommen nur vor, wenn der Phasenunterschied 1 bis 5 Stunden beträgt. Wächst er auf 6 Stunden an, so wird die resultierende Strombewegung

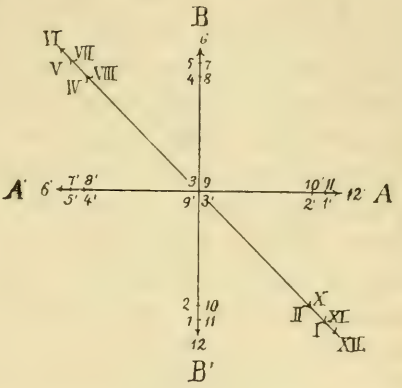
einfach alternierend (vgl. die Konstruktion in Fig. 89). Laufen bei 6 Stunden Phasen-

Fig. 88.



Entstehung eines nach rechts rotierenden Gezeitenstroms.

Fig. 89.



Interferenz zweier Flutwellen ohne Drehstrom.

unterschied die beiden Wellen genau entgegengesetzt auf einander zu, so fällt der Flutstrom der einen Welle immer mit dem Ebbestrom der andern zusammen; es giebt also sehr starke, aber einfach alternierende Gezeitenströme. Da jedoch das Hochwasser der einen Welle gerade mit dem Niedrigwasser der zweiten zusammentrifft, so fällt hier jede Schwankung des Wasserstands weg (Fig. 90). Wird bei demselben Schnittwinkel von 180^0 der Phasenunterschied Null, d. h. trifft Hochwasser mit Hochwasser, Niedrigwasser mit Niedrigwasser zusammen, so giebt es einen sehr starken Hub der Gezeit, aber die Strömungen heben sich gegenseitig auf (Fig. 91;

Fig. 90.

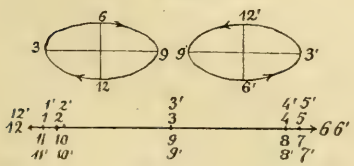
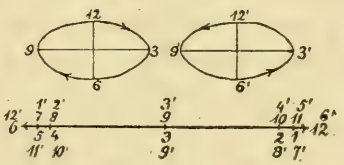


Fig. 91.



Gegeneinander laufende Flutwellen.

die Bezifferung giebt die zusammengehörigen Uhrzeiten). Solche genau gegen einander laufenden Flutwellen entstehen besonders leicht an Küsten, die die ankommende einfache Flutwelle zurückwerfen, wozu im Westen und Süden Englands die Bedingungen günstig sind.

Bei allen hier graphisch dargestellten Fällen ist übrigens die Flutgröße für die beiden interferierenden Wellen ganz gleich angenommen; in der Natur wird das freilich nicht immer der Fall sein. Da in den Irischen Kanal sowohl von Norden, wie von Süden Flutwellen eindringen, werden sich hier die dargestellten Komplikationen besonders deutlich machen; ebenso geschieht das in der Nordsee, in deren südlichen Teil eine Welle aus dem Kanal eintritt und dort mit der um Schottland herum nach Süden gelaufenen Welle zusammentrifft. Die flache Doggerbank spaltet diese schottische Welle in zwei Teile, die sich dann im Osten davon mit ihren Kämmen schneiden, sodaß auf der Höhe von Sylt und Blaavands Huk Drehströme herrschen. Solche sind, wenn auch abgeschwächt, bis zur Jademündung hin bemerkbar: Das hier liegende Feuerschiff Weser zeigt drei Stunden Flutstrom nach SO, dann eine Stunde nach OSO, weiter schwachen O- und noch schwächeren NO-Strom, worauf das Kentern in N-Strom erfolgt und der Strom stärker nach NNW, NW und WNW wendet und sich schließlich abgeschwächt gegen SW kehrt, worauf er rasch nach SO umgeht und den Kreislauf links herum von Neuem beginnt.

Die Stärke der Gezeitenströme ist auf hoher See weitab vom Land ganz unmerklich; nach Börgen bei ozeanischen Tiefen von 3700 *m* nur 85 *m* in der Stunde, was also in $6^1/_5$ Stunde nur 527 *m* oder noch nicht $^1/_3$ Sm. bringt. Auf flachem Wasser dagegen sind diese Strömungen gar nicht zu verachten, da erreichen sie ein paar Seemeilen in der Stunde, wobei also ein Wasserteilchen Strecken von 15, 30, 40 *km* durchmisst; wo aber der Strom eingeengt wird, durch vorspringende Landzungen oder in schmalen Straßen zwischen Inseln, kommen Geschwindigkeiten von 6 bis 7, ja vereinzelt auch 10 bis 11 Sm. in der Stunde vor. Solche erzeugen alsdann höchst gefährliche Wirbel (s. oben S. 201), und sowohl der Maelstrom bei den Lofoten und der benachbarte Saltström bei Bodö, wie die Scylla und Charybdis in der Meerenge von Messina sind durch solche Gezeitenströme hervorgerufen. So haben auch die Alten gerade in dem

flachen Wasser der kleinen Syrten durch diese ihnen unverständlichen kräftigen Gezeitenströme jene Erfahrungen gesammelt, welche diesen Meeresgolf bis auf den heutigen Tag in Verruf gebracht haben. Ebenso mußte es ihnen als ein Wunder erscheinen, daß ein Fluß an seiner Mündung auch stromaufwärts fließen, oder doch (bei einlaufender Flut) aufhören konnte, in die See hinaus zu strömen. Einem solchen Wunder verdankte der Held Odysseus schließlich seine glückliche Landung auf der Phäakeninsel: denn nachdem er, mühsam schwimmend, die Gnade das Flußgotts angerufen:

„ . . . Da hemmte der Gott die wallenden Fluten
Und verbreitete Stille vor ihm, und rettet ihn freundlich
An das seichte Gestade . . .“

Beobachtet man die Flutwelle, wie sie auf den Watten der Nordsee der Küste zueilt, so kann sie bisweilen als ein kleiner Wasserwall von $^1/_3$ *m* Höhe auftreten. Mächtiger bäumt sie sich zuweilen in flachen Trichtergolfen auf, namentlich in Flußmündungen, wo sie dann als eine brandende Wassermauer von mehreren Metern Höhe stromaufwärts laufen kann. Das ist die Sprungwelle oder Flutbrandung oder Bore, wie sie gewöhnlich nach ihrem Lokalnamen im Hugli, dem Gangesarme, an welchem Kalkutta liegt, genannt wird. Als Mascaret ist sie in der Mündung der Seine auch noch nach ihrer Regulierung unter Napoleon III. als eine gefährliche Erscheinung beschrieben worden, schwächer tritt sie in der Gironde und im Severn auf, vereinzelt ist sie auch wohl in der Leda bei Leer gesehen worden (im Herbst 1848 nach A. Breusing), wo die Schiffer sie Bare nannten. Großartig ist ihre Ausbildung im Trichtergolf von Hang-tschou oder Tsientang an der Küste Chinas, wo die Chinesen sie den „Donner“ nennen und gegen die verheerenden Wirkungen ihrer 8 bis 10 *m* hoch aufgebäumten Brandungswelle, die bis Hang-tscheu hinaufläuft, die Ufer mit langen Dämmen verwahrt haben. Umstehende Figur 92 (Seite 240) zeigt sie uns nach einer Abbildung von Kapt. W. U. Moore, wie sie als ein unabsehbar langer Wasserwall von

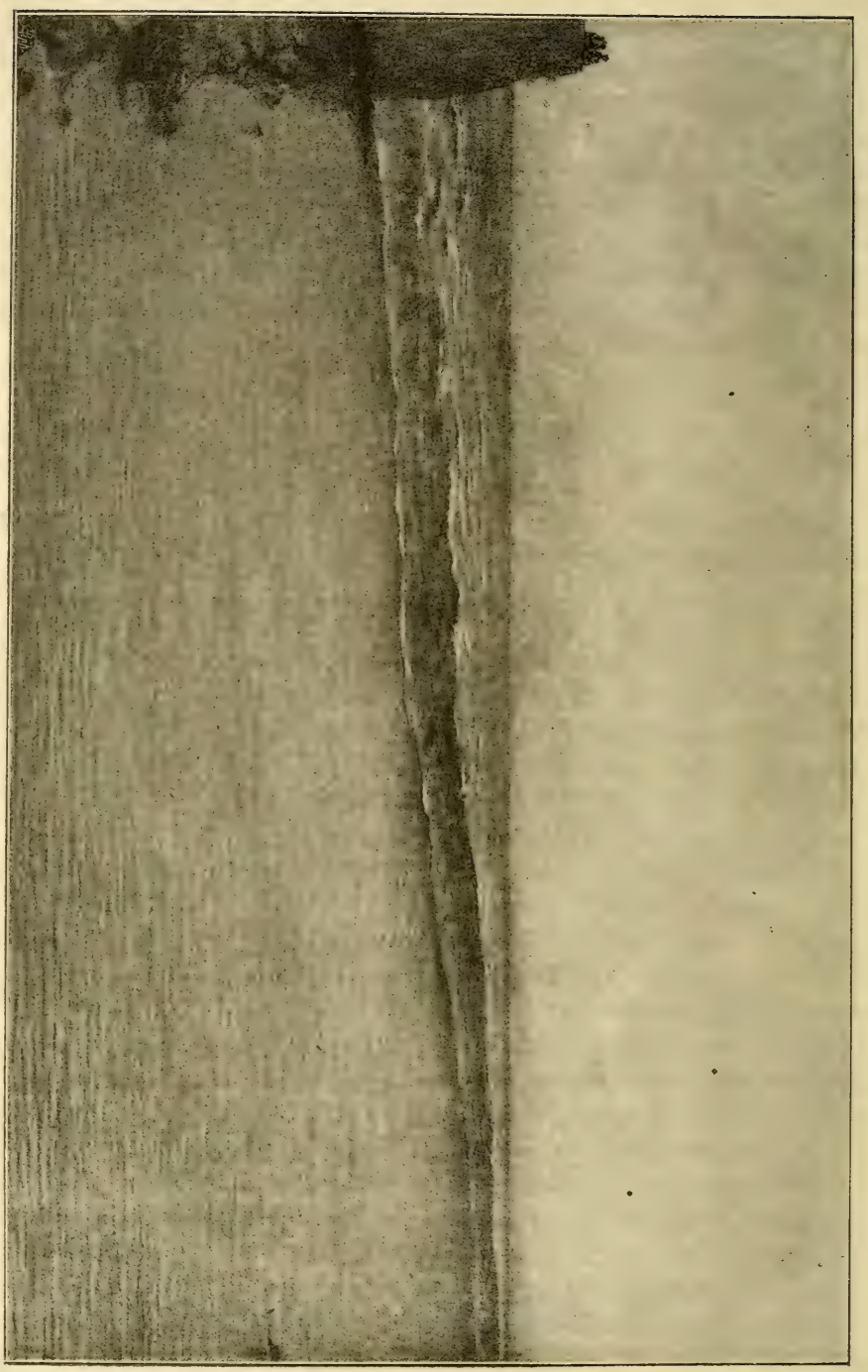


Fig. 92.

Bore im Tsien-tang-Fluß unterhalb Hong-tscheu am 10. Oktober 1892, aus 100 Meter Abstand photographiert.

8 *m* Höhe mit einer Geschwindigkeit von 14 Knoten (7·2 M. p. S.) stromaufwärts stürmt mit einer Wolke von Seevögeln über sich, die auf die Fische herabstoßen. Im Hugli erscheint sie zur Zeit des Südwestmonsuns, während der Ganges Hochwasser hat, in Springzeiten als eine 5 bis 8 *m* hohe Welle, der in kurzem, wenige Meter betragenden Abstand drei gleich hohe Roller zu folgen pflegen, mit einer Geschwindigkeit von 20 Knoten das enge Strombett hinaufrasend und am flachen Ufer alles über den Haufen werfend, während Boote in der Mitte des Stroms nichts zu fürchten haben, wenn die Roller sie nicht von der Seite treffen. Großartig ist die Bore auch im Mündungsgebiet des Amazonenstroms ausgebildet. Die Erscheinung heißt dort Pororoca und tritt weiter als 350 *km* von der Mündung im Amazonas selbst wie in seinen größeren Zuflüssen in derselben Bösartigkeit auf, noch bis zur Mündung des Tapajoz wird sie gefürchtet. — Im Amazonas übrigens werden auch die Niveauschwankungen der Ebbe und Flut noch bis 530 Sm. oder 980 *km* auf dem Wasserwege binnenlands gespürt; so fand sie Bates oberhalb Aveyros am Cupari, einem Zuflusse des Tapajoz, in einem Abstand vom Meer wie Pest von Kuxhaven entfernt liegt.

3. Die Meeresströmungen.

Seit jeher haben die Meeresströmungen, wegen ihrer in vieler Hinsicht rätselhaften Eigenschaften, ihrer großen Wichtigkeit für die praktische Seefahrt und den Handelsverkehr der Menschen, wie für die Erwärmung oder Abkühlung großer Küstengebiete, das lebhafteste Interesse in Anspruch genommen. In der That ist ein näheres Studium derselben auch durchaus geeignet, sie im Ganzen nur um so großartiger erscheinen zu lassen. Sind es doch Bewegungen, die unaufhörlich, wenn auch langsam wirkend, eine sehr ergiebige und allgemeine Cirkulation in der Meeresdecke der Erde ins Werk setzen, hier das Polarwasser dem Äquator, dort das tropische Wasser den Polargebieten zuführend — ein System von Arterien und Venen im wogenden Ozean! Bald nur durch die größere

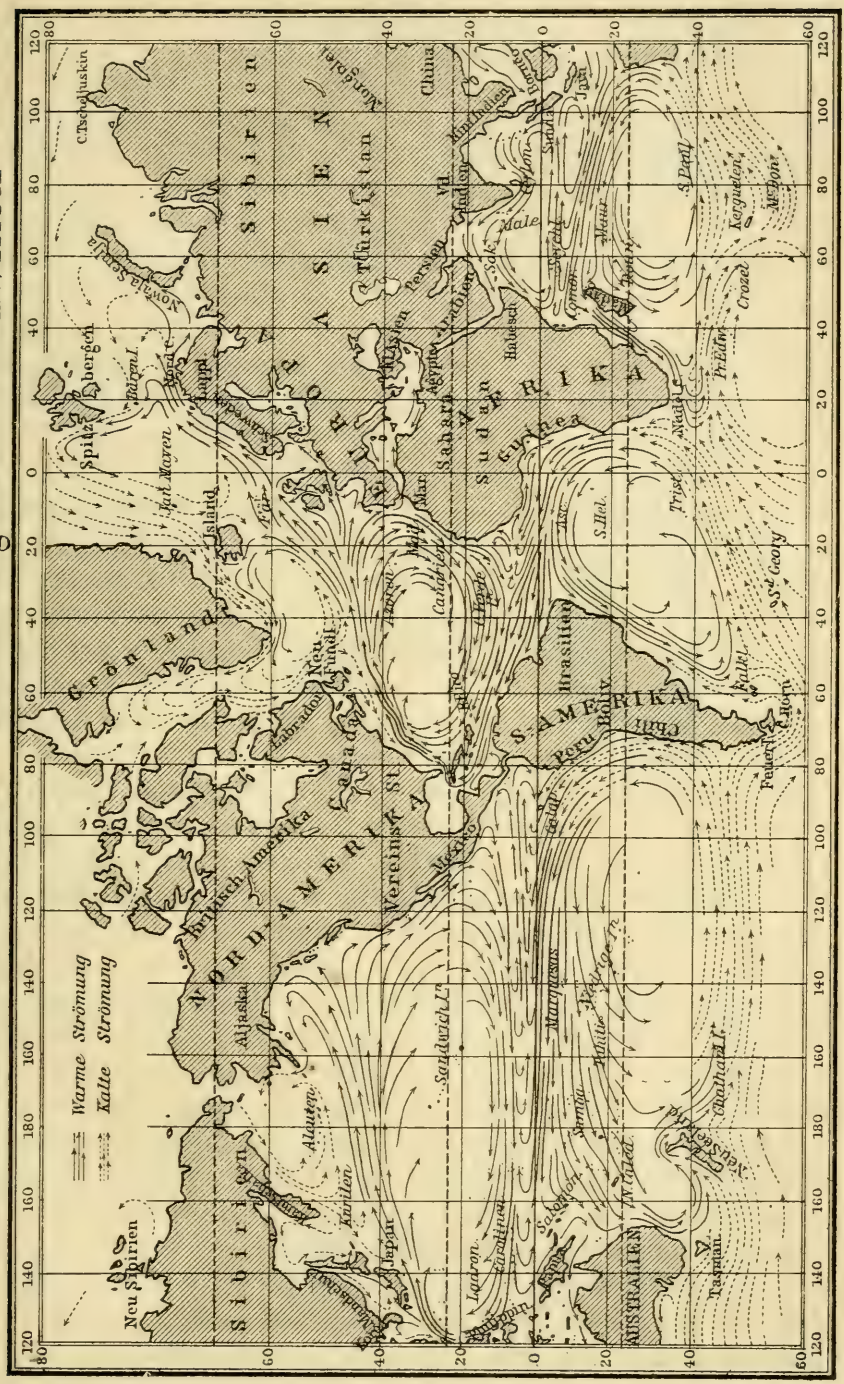
oder geringere Wärme ihrer Gewässer sich als langsam schleichende, kaum meßbare Bewegung verratend, nehmen sie in anderen Fällen durch ihre große mechanische Kraft vollauf die Aufmerksamkeit des Schiffers in Anspruch, dann, wie der Floridastrom, stellenweise durch ihre scharfe Abgrenzung einem Flusse im Meer vergleichbar. Für die Theorie bieten die ozeanischen Strömungen vielfach noch schwer verständliche Probleme dar, zumal es schon nicht leicht ist, einwandfreie gute Beobachtungen zu beschaffen.

Die gewöhnlichste Methode, die Meeresströmungen zu verzeichnen, beruht auf der sogenannten Schiffsrechnung. Jeder Schiffsführer ist verpflichtet, alltäglich des Mittags das Besteck, d. i. die geographische Position seines Schiffes nach Breite und Länge, in sein Tagebuch einzutragen. Bei hellem Wetter wird durch Beobachtung der Sonne dieser Schiffsort auf astronomischem Wege meist zuverlässig gewonnen. Gleichzeitig aber ergiebt das Schiffstagebuch aus den dort während der Fahrt eingetragenen Angaben über Kurs und Fahrtgeschwindigkeit durch eine einfache Rechnung den gesteuerten mittleren Kurs und die Distanz seit dem vorigen Mittage. Meist wird sich diese aus der Loggerechnung erhaltene Position, die auch das gegißte Besteck heißt, nicht vollkommen decken mit dem astronomischen Besteck. Die Richtung, nach welcher das Schiff von diesem letzteren Punkte abgetrieben ist, wird als Stromrichtung, die Distanz als Stromstärke für die Zeit von Mittag zu Mittag, welche der Seemann das Etmal nennt, im Tagebuch verzeichnet.

Man sieht nun leicht, daß dieser Unterschied zwischen dem gegißten und observierten Besteck außer dem wirklichen Strome noch anderen störenden Einflüssen zuzuschreiben ist: Irrtümern beim Steuern, namentlich wenn der Seegang schwer ist und von der Seite kommt; unrichtiger Abmessung der Abtrift und der Fahrtgeschwindigkeit durch die Logge. Ferner haften den astronomischen Ortsbestimmungen doch auch Fehler an; magnetische Störungen an den Kompassen auf eisernen oder armierten Schiffen werden nicht

Fig. 93.

Übersicht der Meeres-Strömungen im Nordwinter

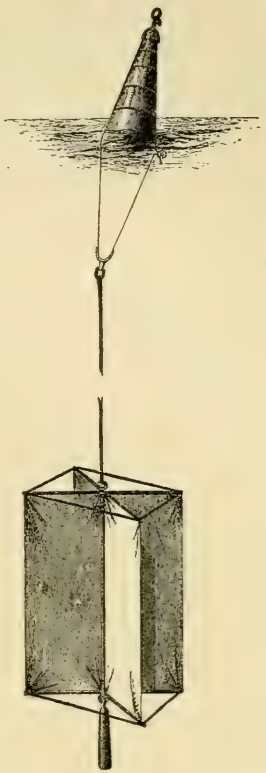


immer augenblicklich erkannt — alles Umstände, welche die eigentliche Wirkung des Stroms verdunkeln. Aber meist sind diese Fehler doch als zufällige zu betrachten, die ebenso wahrscheinlich nach der einen wie nach der andern Seite fallen und sich gegenseitig aufheben können, wenn man eine sehr große Zahl von Stromversetzungen für eine nicht zu große Fläche zusammenfaßt und daraus einen Mittelwert für Richtung und Geschwindigkeit berechnet. Hieraus ergiebt sich aber unmittelbar, daß vereinzelt beobachtete Stromversetzungen nur dann Beachtung verdienen, wenn die Besteckführung eine über allen Zweifel sorgfältige ist, wie doch wohl immer bei wissenschaftlichen Expeditionen. Ferner aber wird sich zeigen, daß in den meisten Meeresstrichen die Richtung der Strömungen gewissen Änderungen mit den Jahreszeiten unterliegt, die zum Teil in eine völlige Umkehr des Stroms übergehen können; dann würde eine so ausgerechnete mittlere jährliche Stromrichtung für solchen Raum etwas ganz Abstraktes, in Wirklichkeit niemals Vorhandenes bedeuten. Daher muß bei jenen statistischen Zusammenstellungen auch auf die Jahreszeit oder den einzelnen Monat geachtet werden.

Liegt ein Schiff auf flachem Wasser vor Anker, oder kann im tiefen Wasser die bis zum Meeresgrunde reichende, mit dem Tieflot beschwerte Leine einem ausgesetzten Boote übergeben werden, so hat man damit einen Fixpunkt, von dem aus die Strömung durch geeignete Treibkörper direkt sich nach Richtung und Geschwindigkeit beobachten läßt. Nebenstehende Abbildung zeigt den Apparat, der von der Kieler Kommission zur Untersuchung der deutschen Meere, und danach von der Challenger-Expedition, systematisch hierzu angewendet wurde. Eine aus Eisenblech gefertigte doppelkonische Boje trägt an einer Leine unter sich den mit einem Lot beschwerten Treibkörper, zwei zusammenklappbare Rahmen mit geöltem Segeltuch überspannt. Je nachdem man nur den Oberflächenstrom oder den in größerer Tiefe herrschenden messen will, macht man die Leine 4 bis 5 *m* oder sonst der Tiefe gemäß

lang. An der Boje selbst wird (in der Wasserlinie) die Leine befestigt, an der man mit der Sekundenuhr die Geschwindigkeit unmittelbar mißt.

Fig. 94.



Stromboje.

Dieses Instrument giebt nicht ganz korrekte Resultate, wenn mit langer Leine ein Strom in der Tiefe gemessen werden soll, der nach Richtung und Stärke vom Oberflächenstrom abweicht: die Fläche der oberen Boje, auf welche der Oberstrom wirkt, ist nicht gleich derjenigen des Rahmens, welchen der Unterstrom mit anderer Richtung und Stärke erfaßt. Die dann ohnehin notwendige Rechnung wird bedeutend vereinfacht,wenn die beiden Körper die gleiche Oberfläche besitzen, und das ist erreicht auf dem umstehend abgebildeten Strommesser von Sigsbee und Mitchell. Als Gewicht dient ein oben offenes Gefäß aus emailliertem Eisenblech von 20 *cm* Durchmesser und 30 *cm* Höhe; als Schwimmer eine Flasche von gleichen Dimensionen in ihrem cylindrischen Teil, nur daß darüber ein Kegel von 8 *cm* Höhe den Flaschenhals bildet, der durch einen Kork verschlossen wird. Das untere Gefäß, an einem entsprechend langen Draht aufgehängt, wird solange mit Schrotkörnern beschwert, bis der Schwimmer ganz mit seinem cylindrischen Teil eingetaucht ist. Mit diesem Apparat hat Sigsbee seine sorgfältigen Beobachtungen im Mexikanischen Golf und Floridastrom angestellt.

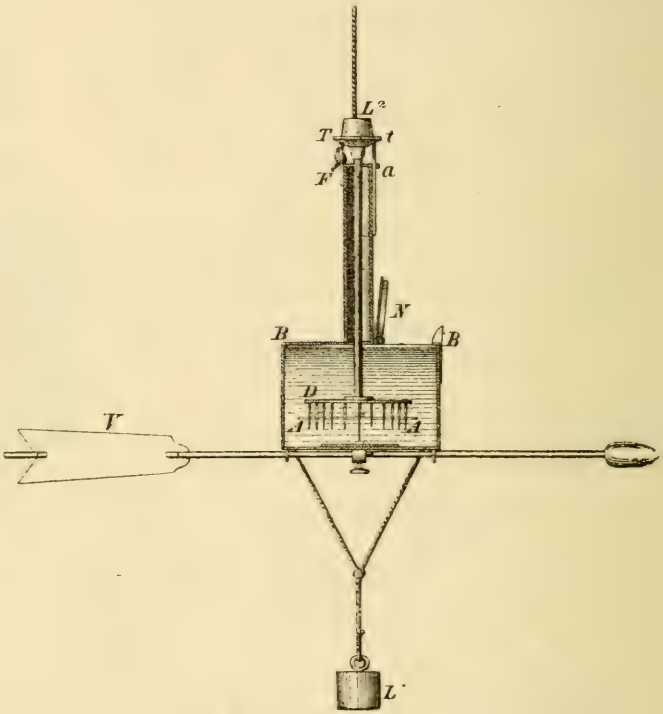
Um die Stromrichtung in beliebiger Tiefe zu messen, hat der französische Physiker Aimé eine Vorrichtung konstruiert, welche wir in der beistehenden Figur 96 zur Darstellung bringen. Sie besteht im Wesentlichen aus einer Art Windfahne (V), welche fest an einer cylindrischen Büchse (BB) befestigt ist, und die, durch ein

Lot (L) an der Leine versenkt, sich unter der Einwirkung des Stroms einstellt, wie eine Wetterfahne zum Wind. Die Büchse enthält an ihrem Boden eine Strichrose und eine Spitze, auf der eine Kompaßnadel (AA) balanciert. Wenn nun der Apparat in die Tiefe versenkt ist und sich zum Strome eingestellt hat, so giebt die Achse der Fahne im Verhältnis zur Nordrichtung der

Fig. 95.

Sigsbees Stromboje.

Fig. 96.



Aimés submariner Stromzeiger.

Magnetnadel die Richtung des Stromes an, die nun fixiert werden muß, bevor man den Apparat aufholt. Zu diesem Zwecke ist über der Kompaßnadel ein Reif mit 32 Zähnen angebracht (D), der durch eine Hülse mit einem Stab verbunden ist, welcher nach oben hin aus der Büchse herausführt. Läßt man an der Lotleine ein Gewicht (L_2) herabgleiten, so drückt dieses den Zahnreif auf die Kompaßnadel herab, und arretiert diese in der Stellung, welche sie gerade einnimmt. — Der Apparat

ist nur selten in Anwendung gekommen, übrigens auch entschieden verbesserungsfähig. Vor allem würde schon die Anwendung von Draht die zu fürchtende Torsion der Leine jedenfalls mindern. Selbstverständlich darf beim Loten mit diesem Apparat das Schiff selbst keine Fahrt haben, weshalb er früher nur bei völliger Windstille angewendet wurde.

Ebenso wichtig wie diese nicht ganz einwandfreien und zum Teil sehr unbequemen Methoden der Strombeobachtung sind folgende indirekten Wege.

Der Strom bewegt mit den Wasserteilchen auch die ihnen anhaftende Temperatur fort, sodaß dadurch die meisten Meeresströmungen, namentlich die nordsüdlich gerichteten, sich leicht kennzeichnen. Ströme vom Äquator zum Pole werden warmes Tropenwasser in höhere Breiten führen, Ströme vom Pol zum Äquator dagegen kaltes Wasser zu diesem: die Einwirkungen der verschiedenen Insolation fehlen zwar nicht, doch verdecken sie die alte Natur der Strömungen keineswegs. So kann man mit dem Wasserthermometer in der Hand einen in vielen Fällen sehr sicheren Schluß auf den vorhandenen Strom wagen, wie auch ein Blick auf die Isothermenkarten im Vergleich zu der Stromkarte die Beziehungen zwischen Strömung und Wasserwärme deutlich zeigt. Ähnliches, wie von der Temperatur, gilt auch von der Wasserfarbe, namentlich aber vom Salzgehalt, der unter Umständen ein außerordentlich scharfes Kennzeichen gewisser Strömungen liefert.

Ein weiteres Indicium geben Treibkörper, welche entweder durch Zufall in das Meer gelangt sind, wie abgerissene Tangzweige, Treibholz, Früchte (letztere namentlich in den Tropen) und andere Pflanzenteile, sowie vor allem die Eisberge, oder wie Flaschen, die von den Schiffen selbst über Bord geworfen sind. Jedes deutsche Kriegsschiff ist verpflichtet, allmittäglich eine Flasche, mit dem beistehend (Fig. 97) in getreuer Verkleinerung abgebildeten Zettel darin und etwas Sand als Ballast versehen, wohl verschlossen über Bord zu werfen, und viele dieser Flaschen werden an den Küsten aufgefunden und ihre Zettel an die deutsche Seewarte

Fig. 97.

Diese Flasche wurde über Bord geworfen

am ..... *ten* ..... *18* .....

in ..... ° ..... *Breite*

und ..... ° ..... *Länge von Greenwich.*

vom ..... *Schiffe:* ..... *Heimath:* ..... *Kapitän:* .....

auf der Reise von ..... *nach* .....

Der Finder wird ersucht den darin befindlichen Zettel, nachdem die auf umstehender Seite gewünschten Angaben vervollständigt sind. an die

Deutsche Seewarte in Hamburg

zu senden oder auch an das nächste deutsche Konsulat zur Beförderung an jene Behörde abzugeben.

Name des Finders und Bemerkungen über den Zustand, in welchem die Flasche gefunden wurde (ob Sand darin war oder nicht):

Datum, wann gefunden? Am ..... *ten* ..... *18* .....

Angabe der genauen Zeit? Um ..... *Uhr* ..... *Min.*

Angabe, wo gefunden? Breite ..... °

Länge ..... ° *von Greenwich.*

Unterschrift des Finders:

_____

Vorder- und Rückseite eines Flaschenpostzettels der Deutschen Seewarte (verkleinert).

eingesandt, welche sie als Flaschenposten regelmäßig veröffentlicht. Die Richtung, welche die Flasche unter der Einwirkung des Oberflächenstroms genommen hat, kann nun freilich nur in den allerseltensten Fällen (wenn das Land sehr nahe ist) mit der geraden Linie vom Abgangs- zum Fundorte identisch sein. Demnach sind solche Flaschenposten nur *cum grano salis* als Indizien für die Stromrichtung zwischen den zwei gegebenen Punkten anzusehen, obwohl sie unter Umständen schon sehr wichtige Ergebnisse geliefert haben, namentlich wo sie in großen Mengen auf bestimmten Stellen ausgesetzt wurden. Zur Ermittelung der Stromgeschwindigkeit sollten sie aber nur dann verwendet werden, wenn sie in See, außer dem Bereich jeder Gezeitenströmung, aufgefunden sind; am Strande und in dessen Nähe können sie nicht nur Tage, sondern Wochen hindurch hin- und hergetragen sein, ehe sie jemand findet, zumal an den außereuropäischen nur spärlich bewohnten Küsten.

Endlich giebt auch die Zusammensetzung des Planktons wichtige Unterschiede zwischen den verschiedenen Meeresströmungen: Fingerzeige, die man allerdings erst in der neuesten Zeit zu würdigen gelernt hat, nachdem die deutsche Plankton-Expedition (1889) die Bahn gebrochen.

Unsere gegenwärtigen Anschauungen über den Verlauf der Meeresströme mag das Kärtchen auf S. 243 darstellen; es bezieht sich auf den Stromzustand etwa im Monat März. Wir bemerken schon beim ersten Blick eine gewisse Ähnlichkeit der Stromfiguren im Atlantischen und Pazifischen Ozean insofern, als wir unter dem Äquator und nördlich davon je zwei Strömungen sich nach Westen bewegen sehen, die „nördliche“ und die „südliche Äquatorialströmung“, zwischen beiden einen östlichen Gegenstrom, der im Atlantischen Ozean den Namen der Guineaströmung trägt, im Pazifischen Ozean, obwohl dort zeitweilig noch großartiger ausgebildet, eines charakteristischen Namens entbehrt.

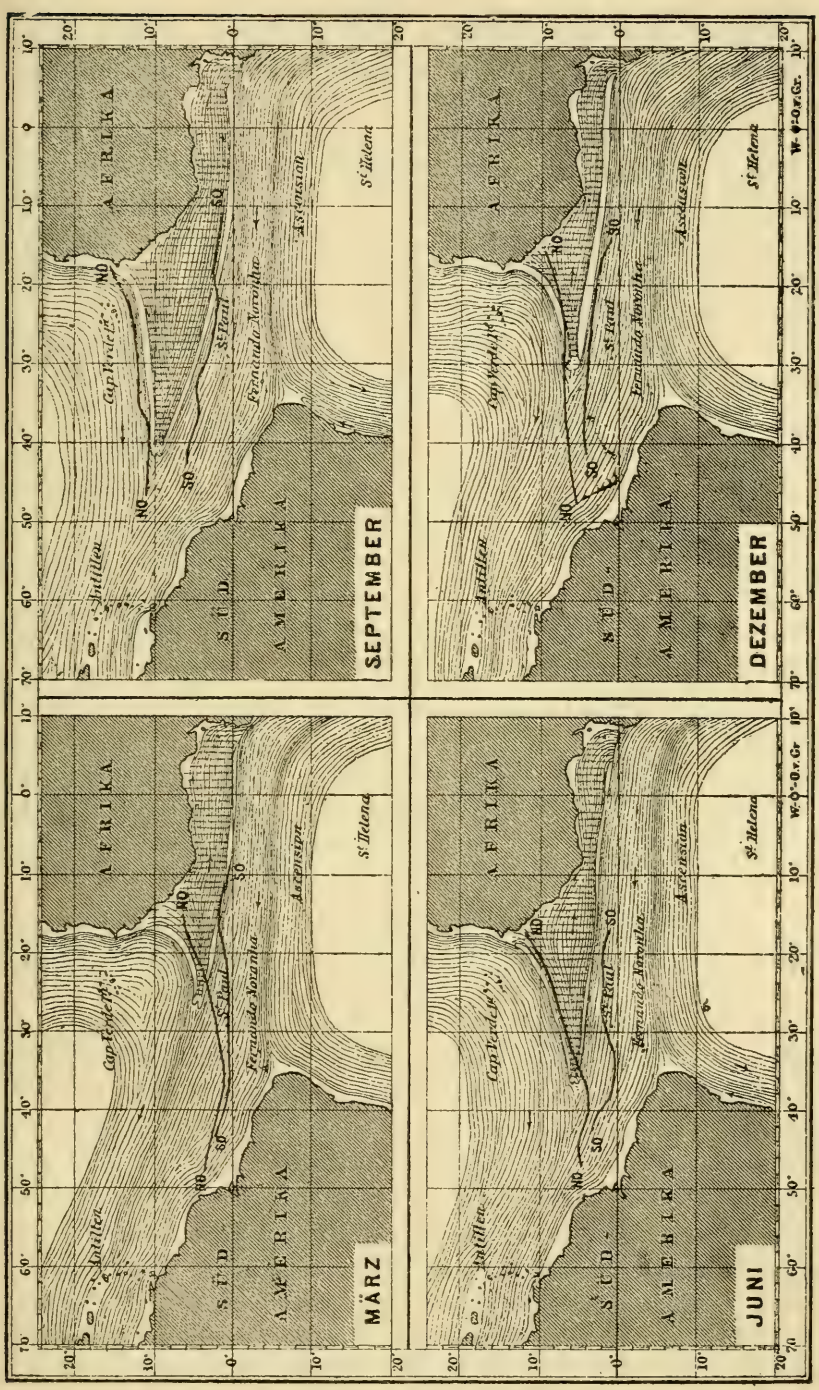
Die Äquatorialströmungen biegen beim Auftreffen auf die Ostküsten polwärts aus und bewegen sich dann, mehr und mehr aus ihrer meridionalen Richtung nach

Osten gedrängt, schließlich in den Breiten von 40° und darüber quer über die Meeresbecken nach Osten zurück, wenden sich dort dem Äquator wieder zu und schließen so zwei große Stromkreise: je einen nordatlantischen und nordpazifischen mit einer Bewegung im Sinne des Uhrzeigers, einen südatlantischen und südpazifischen entgegengesetzt dem Uhrzeiger. Letzterer Bewegungsrichtung folgt auch das System des Indischen Ozeans südlich vom Äquator.

Mustern wir die Strömungen nun ein wenig genauer, ohne indes ins Einzelne einzugehen, was nur den praktischen Seemann interessieren würde.

Die atlantischen Strömungen dürfen als die am besten bekannten gelten und können in ihrem Verlauf und Verhalten vielfach als Norm für die der anderen Ozeane betrachtet werden. So zeigen schon die beiden Äquatorialströmungen mit der Guineaströmung in ihrer Mitte sehr erhebliche Verschiebungen mit den Jahreszeiten. Beistehende Karte (Fig. 98) zeigt sie in vier charakteristischen Monaten. Im März ist die nördliche Äquatorialströmung dem Äquator am nächsten, die Guineaströmung am kleinsten entwickelt, nur zwischen 3° und 7° n. Br. (in 20° w. L.) und nach Westen bis 25° w. L. nachweisbar. Im September herrscht die Guineaströmung zwischen 3° und 15° n. Br. (also 1300 *km* breit) und reicht nach Westen bis fast 40° w. L. — Die südliche oder Hauptäquatorialströmung erscheint dem gegenüber in ihrer Lage sehr beständig, sie reicht westlich vom Meridian von Greenwich stets über den Äquator nordwärts hinaus, an der amerikanischen Seite am meisten. Die Guineaströmung besteht, wie ihre hohen Temperaturen zeigen, aus Wasser, welches sich von den beiden Äquatorialströmungen im Westen abzweigt, dann nach Osten strömt und bei den Kapverdischen Inseln in die nördliche Äquatorialströmung, im Süden der Bai von Biafra in die Hauptäquatorialströmung zurückkehrt. Im Sommer schickt so die Guineaströmung ihr warmes Wasser an der senegambischen Küste hinauf bis 18° und 20° n. Br.; im äußersten Osten wird sie bisweilen noch mit ihrem tiefblauen Wasser an der

Fig. 98.


DIE STRÖMUNGEN IN DER ÄQUATORIAL REGION
in den Monaten März, Juni, September und Dezember.
MÄRZ
JUNI
SEPTEMBER
DEZEMBER
AFRIKA
SÜD-AMERIKA
Antillen
Cap Verde Is.
St. Paul
Fernando Noronha
Ascension
St. Helena
NO
SO
Guinea-Strömung.
Aequatorial-Strömungen,
Passat-Grenzen

Loangoküste bis in 5° s. Br. wahrgenommen, allerdings nur ganz nahe der Küste, während die kalte, grüne Benguelaströmung dort als Hauptzufluß die südliche Äquatorialströmung speist.

Merkwürdig und schwer zu erklären ist die Zunahme der Stromstärke in der südlichen Äquatorialströmung von Süden her zum Äquator und darüber hinaus. Im Streifen von 0° bis 2° n. Br. nemlich ergiebt sich aus Kapitän Koldeweys Mittelzahlen eine Geschwindigkeit von 20,3 Sm., in 8° bis 10° s. Br. dagegen von nur 11·8 Sm. (in 24 Stunden). Dabei ist eine sehr ausgeprägte Zunahme der Geschwindigkeit erkennbar für die Monate Januar und Juli, entsprechend der Zunahme des Passats in diesen Jahreszeiten. Die Guineaströmung erreicht 20 Sm. und darüber nur auf der Strecke bei Kap Palmas und an der Goldküste, wo vereinzelt schon 85 Sm. im Etmal vorgekommen sind. — Der nördliche Äquatorialstrom überschreitet 18 Sm. selten, und wird im Mittel nur auf 13 bis 14 zu veranschlagen sein. Bei fast allen wissenschaftlichen Expeditionen ist übereinstimmend bemerkt worden, daß diese äquatorialen Meeresströme nicht in große Tiefen hinabreichen, soweit ihre mechanische Leistungsfähigkeit in Betracht kommt: aus dem Verhalten der versenkten Netze ist vielmehr zu schließen, daß bei 120 — 150 *m* Tiefe der Strom deutlich schwächer wird und in 180 — 200 *m* fast ganz verschwindet.

Das südamerikanische Festland spaltet die südliche Äquatorialströmung in zwei Äste, deren einer nach Süden ausweicht als Brasilienstrom, während der andere in den Nordatlantischen Ozean übertritt und an der Guayanaküste entlang den nach dieser benannten Strom liefert. Guayanastrom und die Hauptmasse des nördlichen Äquatorialstroms bilden zusammen dann jene kräftige Westströmung, die im Karibischen Meer schon Kolumbus durch ihre Stärke auffiel und die durch die Yukatanstraße in den Golf von Mexiko eintritt. Dort bewirkt sie eine allgemeine Anstauung des Wassers, und, wie Sigsbee gezeigt hat, keinen im Golf kreisenden, sondern die Insel Kuba im Norden umfließenden Strom, der als Florida- oder Golfstrom die Engpässe zwischen der Halbinsel

Florida und den breiten Riffinseln der Bahamagruppe, nordwärts herausfließend, verläßt.

An dieser Stelle zeigt der Strom eine Geschwindigkeit, die sonst nirgends ihresgleichen findet: im jährlichen Mittel (für 24 Stunden) ist sie zu 72, in vielen Fällen über 100 bis zu 120 Sm. im Etmal gemessen worden. Das sind auf die Zeiteinheit der Sekunde übertragen 1·5 bezw. 2·5 *m*, also Geschwindigkeiten, die der Rhein in seinem Unterlaufe bei Hochwasser erreicht. Doch kommen auch Fälle vor, wo der Floridastrom den Schiffen, die ihn für ihre Fahrt nach Norden benutzen, nur eine sehr geringe Förderung gewährt; daß dies besonders bei Südwind geschieht, macht die Sache um so rätselhafter, wozu dann als Gegenstück die Beobachtung nicht fehlt, daß er bei Nordwind besonders kräftig auftritt. Weiter nordwärts ist die Stromstärke ungefähr dieselbe bis auf die Höhe von Charleston (32^0 n. Br). Von dort an geht der bis dahin nicht über 150 Sm. breite Strom mehr und mehr in die Breite, und nordöstlich vom Kap Hatteras verläßt er auch mit seiner linken Flanke die Küstenbank, die er bis dahin sozusagen als westliches Ufer benutzte. Nun wird auch die Geschwindigkeit stetig geringer, geht aber selbst südlich von Neufundland kaum unter 24 Sm. im Etmal herunter.

Für Schiffe, welche aus dem Mexikanischen Golf oder aus den Osthäfen der Union nach Europa bestimmt sind, ist ein so kräftiger Strom für ihren östlichen Kurs eine sehr erwünschte Beihilfe. So ist auch, angemessen der Großartigkeit dieser einzigen Meeresströmung, ihr erstes Auftreten in der Geschichte gleich an eine folgenschwere Fahrt in dieser Richtung geknüpft. Ehe Cortez nach der Landung beim heutigen Vera Cruz seine Flotte verbrannte, entsandte er das schnellste seiner Schiffe unter dem Piloten Alaminos mit der Nachricht von seiner Entdeckung in die Heimat, Alaminos aber nahm seinen Kurs auf dem damals noch unversuchten Wege nördlich von Kuba vorbei, nicht südlich von dieser Insel, wo die neidischen Gouverneure der Antillen ihm auflauerten. Und so konnte der kühne Pilot, schnell von der Strömung fortgetragen, zu den Azoren und in die

Heimat eilen, die Nachricht von der glänzenden Entdeckung des goldreichen Festlandes verkündend. Alaminos nemlich hatte schon einmal, sechs Jahre vor dieser Fahrt, in Begleitung von Ponce de Leon 1513 den überraschend starken Strom zwischen den Bahama-Inseln und Florida kennen gelernt.

Bekannter ist die Rolle, welche dieser Strom während des amerikanischen Befreiungskrieges spielte, und die sich an den Namen Franklins knüpft. Diesem war bekannt geworden, daß der starke Strom die in ihm nach Westen kreuzenden königlichen Postschiffe durchschnittlich 2 Wochen später in New-York ankommen ließ, als die amerikanischen Handelsschiffe, die den Strom im Norden umgingen. Mit des erfahrenen Kapitäns Folger Hilfe konstruierte er jene berühmte erste Karte des Golfstroms, die er seit dem Ausbruch des Krieges nur amerikanischen Schiffern mitteilte und erst nach dem Friedensschluß veröffentlichte. Wir geben (Fig. 99) eine

Fig. 99.

Benjamin Franklins Karte vom Golfstrom.

verkleinerte Kopie davon, auf der die (übrigens ganz zutreffenden) Stromstärken in „Minuten“ d. h. Bogen-

minuten am Äquator oder Sm. in der Stunde angegeben sind.*) Damals erst ist auch der jetzt bei den praktischen Seeleuten ausnahmslos gebräuchliche Name des Golfstroms**), wie ihn Franklin nannte, aufgekommen, während vorher nur von der Floridaströmung die Rede war: ein Name, der neuerdings wieder in der wissenschaftlichen Literatur aufzutreten beginnt, weil die andere Benennung die Ursache vieler Mißverständnisse geworden ist.

Die neueren Untersuchungen der Amerikaner und auch der Challenger-Expedition haben die Kenntnisse vom Floridastrom sehr wesentlich gefördert. Es ergab sich dabei zunächst, daß sein Westrand oder, wie der Seemann sagt, seine Westkante schärfer ausgeprägt ist, als die östliche: eine Folge der starken westlichen und nordwestlichen Winde, die in diesem Gebiete herrschen. So kann sich bisweilen die Westkante so scharf abheben vom ruhigeren, kälteren, grün gefärbten Küstenstrom, daß sie vom Deck des Schiffes von weitem deutlich zu erkennen ist und beim Übertritt aus dem einen Strom in den andern die große Stromgewalt das Schiff aus dem Kurs wirft. Die Grenze ist jedenfalls stets durch das Thermometer festzustellen: der Küstenstrom, der „kalte Wall“ der amerikanischen Schiffer, ist meist 10^0, bisweilen 15^0 kälter als der tropisch warme Floridastrom. Wehen im Winter Westwinde vom frostigen Festlande hinüber, so dampft die Oberfläche des warmen Stroms, östliche Winde (oder, südlich von Neufundland, südliche Winde) dagegen bewirken dichte Nebel über dem kalten Wasser.

Je weiter der warme, blaue Strom nordostwärts vorrückt, desto mehr breitet er sich aus. Dies kommt schon in der Lagerung seiner Treibprodukte zur Erscheinung: die Tangbüschel, das Treibholz, die Früchte, die er von den Küsten Westindiens fortträgt hinaus in

*) In der südöstlichen Ecke hat sich Franklin selbst abbilden lassen, wie er mit Neptun über die Natur des Golfstroms spricht.

**) Man hört auch wohl bloß „der Golf“.

den Atlantischen Ozean, sie gleiten, wie von der in der Mitte aufgewölbten Fläche eines hoch angeschwollenen Flusses, mehr und mehr den Rändern zu, dort sich ansammelnd und die Stromkante bezeichnend. Nördlich vom Kap Hatteras aber zeigt der Strom alle Merkmale beginnenden Verfalles. Er zerfasert, löst sich in Äste auf, zwischen denen die um 3^0 oder 4^0 kühlere Unterlage zu Tage tritt, und bildet so jene Streifen abwechselnd wärmeren und kälteren Wassers, die den Seeleuten wohl bekannt sind. Man kann annehmen, daß der aus den Engen von Florida herausschießende Strom sich ungefähr im Südosten der Neufundlandbank, bis 40^0 w. L. totgelaufen hat. Wenn das warme Wasser sich dennoch weiter nach Osten und Nordosten bewegt, so geschieht das durch die an Ort und Stelle wie überall wirksamen Winde, die hier gerade aus westlicher Richtung vorherrschen.

Die Hauptmasse dieses warmen Wassers, das sich dann auf Europa zu bewegt, entstammt aber gar nicht dem Amerikanischen Mittelmeer, sondern gehört dem Teile des nördlichen Äquatorialstroms an, der unter dem Namen des Antillenstroms außerhalb der Inselreihe der Antillen vom Passat nach Westen getrieben wird und bei den Bahama-Inseln gleichzeitig mit dem Floridastrom, aber von diesem verdunkelt, nach Norden umwendet. Dieses warme tropische Wasser ist es, das nördlich einer Linie von den Bermudas zur Azoreninsel Flores sich nach Osten bewegt und dann, mit den Trümmern des an Masse ja sehr viel kleineren Floridastroms vereinigt, den ganzen Nordatlantischen Ozean bis nach Island und ins Nordmeer hinauf beherrscht. Dieser Komplex warmen Wassers heißt jetzt allgemein Golfstrom, welches Wort damit einen weiteren Sinn erhalten hat, oder die Golfstromtrift.

Nördlich von den Azoren breitet sich dieses Wasser fächerförmig aus, wobei naturgemäß seine Stromgeschwindigkeit erheblich kleiner wird. Es sind namentlich die in großem Maßstabe vom Fürsten Albert von Monaco ausgesetzten Flaschenposten, die die verschiedenen Stromverzweigungen anschaulich gemacht haben.

Ein besonders mächtiger Arm durchströmt den Ozean in nordöstlicher Richtung, um dann zwischen Schottland und Irland einer Spaltung zu unterliegen. Der eine Zweig geht auf die Südküste Islands zu und umkreist teilweise die Insel im Sinne des Uhrzeigers, wird aber im Nordosten Islands von kaltem Polarwasser verdeckt. Teilweise aber wendet er sich nach Südwesten, geht Seite an Seite mit dem Ostgrönlandstrom um das Kap Farvel in die Davisstraße hinein und dringt entlang der Westküste Grönlands nach Norden vor: hat sich doch einmal der Gouverneur von Holsteenborg aus einem an der Disko-Insel (70° n. Br.) angetriebenen Mahagoniblock einen Speisetisch arbeiten lassen, und allerhand westindische Früchte werden an der ganzen Küste dort nicht selten gefunden. Auch die klimatische Begünstigung Westgrönlands ist auf die Zufuhr des wärmeren Golfstromwassers zurückzuführen.

Die Hauptmasse des Golfstroms aber setzt ihren Weg nach Nordosten fort, um über den Thomson-Rücken hinüber in das Nordmeer einzutreten. Sie ist es, die den Küsten Norwegens jene abnorm milden Winter gewährt, die selbst in den Fjorden am Nordkap kein Eis aufkommen lassen und bei der Inselstation Fruholm in 71·1° n. Br. das Wasser auch im Januar auf einer Temperatur von +3·2° halten, während die bottnischen Häfen regelmäßig zufrieren. Doch auch das gesamte westliche Europa zieht im Winter Vorteil von den durch die Westwinde ausgebreiteten lauen Lüften des Golfstroms, der uns also die Dienste einer Warmwasserheizung leistet. Alle Küsten Schottlands, die Färöer und Shetland-Inseln nehmen den vollsten Anteil an diesem milden Golfstromwinter. Wenn der mechanische Druck dieses Stroms hier auch dem Schiffsführer nur wenig fühlbar wird, so ist er doch ausreichend, von den europäischen Küsten die Eisberge fernzuhalten, die schon bei Jan Mayen ständige Gäste sind; ebenso das warme Wasser bis nach Spitzbergen und Nowaja Semlja hinzutreiben, wo es im Winter noch trotz der Polarnacht und eisigen Luft bis $76^1/_2{}^0$ n. Br. nachgewiesen wurde, wie durch die Novemberfahrt des Dampfers „Albert“

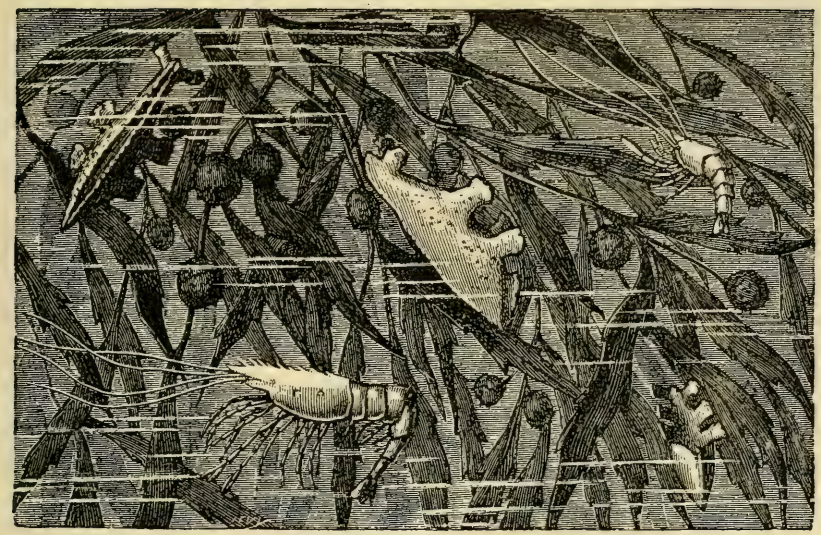
(1872) zur Aufsuchung schiffbrüchiger Fischer im spitzbergischen Eisfjord.

Schübeler hat ein Verzeichnis von tropischen, meist westindischen Pflanzen aufgestellt, von denen Früchte oder andere Teile an den Küsten Norwegens angetrieben sind. Unter den von ihm aufgezählten 9 Arten ist die riesige Bohne von *Entada gigalobium*, deren feste Schoten fast meterlang und handbreit werden, nicht nur am häufigsten, sondern auch an den äußersten Punkten im hohen Norden gefunden, so von Otto Torell am nordwestlichen Vorgebirge des Nordostlands in der Spitzbergengruppe, in mehr als 80° n. Br., also nur $9^3/_4{}^0$ oder 1100 *km* vom Pole entfernt.

Ein zweiter Hauptarm des Golfstroms nimmt seinen Lauf in recht östlicher Richtung auf die Küsten von Frankreich und Portugal zu. Man war früher geneigt, vor der Mündung des Kanals einen nach Nordwesten setzenden, nach Rennell benannten Strom anzunehmen, es hat sich aber mehr und mehr ergeben, daß teils mangelhaft erkannte Deviation der Kompasse, teils starke Gezeitenströme über den flachen Gründen vor dem Kanal die Ursache scheinbarer Stromversetzungen gewesen sind. An der portugiesischen Küste wendet der Strom sich südwärts und geht, die Kanarischen und Kapverdischen Inseln umflutend schließlich wieder in den nördlichen Äquatorialstrom zurück, von dem er ausgegangen.

In dem so umschlossenen stromstillen Raume südwestlich von den Azoren, bis zu den Bahama-Inseln hin, sammeln sich eine Menge abgerissener Tangzweige an (meist Beerentang, *Sargassum bacciferum*), die das sog. Sargasso- oder Krautmeer kennzeichnen, und einer Unzahl von niederen und höheren Meerestieren Nahrung und Versteck gewähren (Fig. 100). Fälschlich hat man sich bisweilen, nach Humboldts übertreibenden Schilderungen, darunter unübersehbare Krautwiesen im offenen Ozean gedacht, während sich bei genauerer Prüfung herausstellt, daß die Tangbüschel bisweilen bei der Durchfahrt durch dieses Gebiet gar nicht, oft nur spärlich gesehen werden. Die genauere Statistik auf Grund der Schiffstagebücher der Seewarte hat ergeben, daß im

Fig. 100.



Treibendes Sargassum (in natürlicher Größe; zwei Hippolytes und drei Scyllaea pelagica schwimmen darin).

innern Raum dieses Stromkreises durchschnittlich auf je 10 bis 12 Reisen einmal Kraut in einem Eingradfeld gesichtet wird (s. die Karte Fig. 101 S. 260). Immerhin ist die Erscheinung auffallend genug, um den Schrecken der abergläubischen Schiffsmannschaft des Kolumbus beim ersten Anblick derselben zu erklären.

Noch zu betonen ist eine sehr wichtige thermische Folgewirkung des eben beschriebenen Stromzirkels, der einen großen Teil der nordatlantischen Gewässer immer nur zwischen 10° und 40° n. Br. kreisen läßt, ohne ihn zur Abkühlung in die eigentlichen Polarräume gelangen zu lassen. So sammelt sich in dem Raume der Sargassosee nicht nur der treibende Tang, sondern auch sehr warmes Wasser an, welches, wie wir oben bereits erwähnt haben (S. 153), hohe Temperaturen bis in abnorme Tiefen hinab zeigt. So wird im Süden von Bermudas eine Wärme von 15° noch in 510 *m*, von 10° noch in 755 *m* Tiefe gefunden, während bei den Kapverdischen Inseln die entsprechenden Tiefen 257 und 630 *m* betragen. So kommt es, daß wir im Sargassomeer das am intensivsten

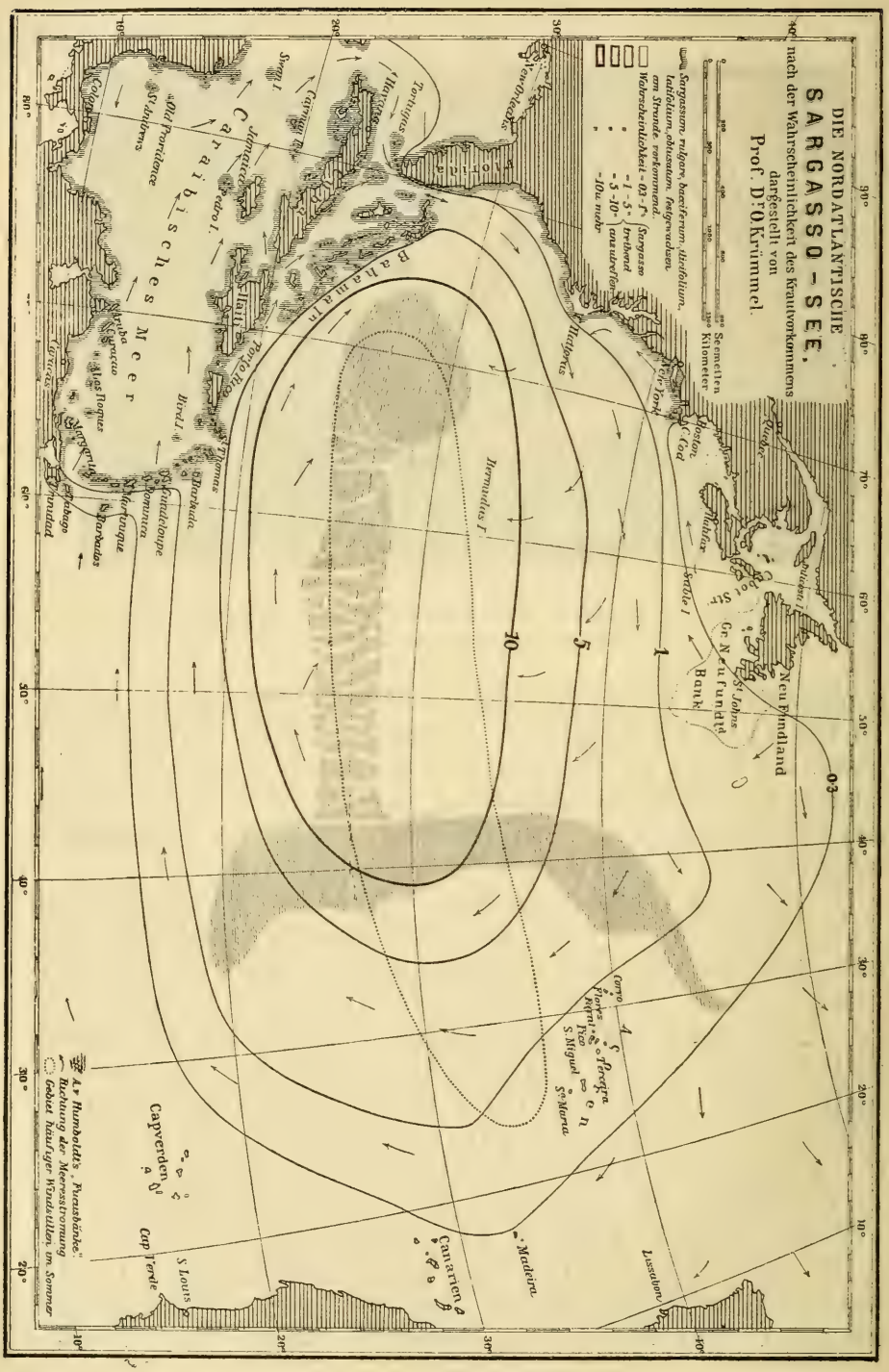

DIE NORDATLANTISCHE
SARGASSO-SEE,
nach der Wahrscheinlichkeit des Krautvorkommens
dargestellt von
Prof. Dr. O. Krümmel.
Sargassum vulgare, bacciferum, tricifolium, latifolium, obtusatum, festgewachsen am Strande vorkommend.
Wahrscheinlichkeit - 03-1° Sargasso
- 1-5° treibend
- 5-10° anzutreffen
- 10u. mehr
Seemeilen
Kilometer
Caraibisches Meer
Bahamain
Florida
Neu Fundland
Neu Fundland Bank
Hermudas I.
Capverden
Canarien
Madeira
Lissabon
Cap Verde
S. Louis
Cap Verde
Ar Humboldt's „Fucusbänke".
Richtung der Meeresströmung
Gebiet häufiger Windstillen im Sommer

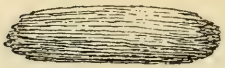
Fig. 101.

durchwärmte Meeresgebiet der ganzen Erde anerkennen müssen.

Im hohen Norden sind noch die beiden kalten Ströme zu erwähnen, von denen der eine nördlich von Spitzbergen durch sibirische Treibhölzer seine Herkunft von Osten beweist. Dieser setzt dann, eisbeladen, Sommers so gut wie Winters (wie die Schollenfahrt der Mannschaft vom deutschen Polarschiff Hansa 1869 zu 1870 beweist) an der Ostküste Grönlands seinen Weg südwärts fort, umströmt das Kap Farvel und biegt ein wenig, unter dem Druck der vorherrschenden Südwinde nach Norden aus, wo er, je weiter desto mehr, seine mit warmem Golfstromwasser vermischten, aber eisführenden Fluten links abkurven läßt. Er vereinigt sich so mit einem zweiten Strom, der, ebenfalls mit Eis beladen, aus den Fjordstraßen des Parry-Archipels und Smithsundes herauskommt und sich nach Süden wendet, indem er die westliche Seite der Baffin- und Davissee einhält. Weiterhin geht er an den Küsten von Labrador, und darnach Labradorstrom benannt, südostwärts weiter, bis er im Osten von den Neufundlandbänken die bereits früher (S. 183) beschriebenen Erscheinungen hervorruft.

Alle diese nordatlantischen tropischen wie arktischen Ströme sind durch ihr Plankton gut gekennzeichnet. Nach der von Cleve vorgeschlagenen Terminologie ist der Floridastrom, wie sein ganzes tropisches Ursprungsgebiet, besonders durch das Desmo-Plankton charakterisiert, benannt nach der in winzigen Bündeln treibenden Alge *Trichodesmium erythraeum,* zu der noch die Blasenalge *Pyrocystis noctiluca* und die schöne Diatomee *Planctionella Sol* treten (Fig. 102—104). Nördlich von 50° n. Br. wird für das Golfstromwasser das sog. Styli-Plankton bedeutsam, mit der Diatomee *Rhizosolenia styliformis* als Hauptvertreter (Fig. 105). Gegen die kälteren Gewässer hin lagert sich seitwärts das sog. Chaeto-Plankton, mit verschiedenen Arten der Diatomeengattung *Chaetoceros* (typisch ist *Ch. borealis,* Fig. 106), während in dem Stromkreise zwischen Island und Neufundland das Tricho-Plankton auftritt, benannt nach der sonderbar haarförmigen Diatomee *Synedra thalassothrix* (Fig. 107). Durch-

Fig. 102.

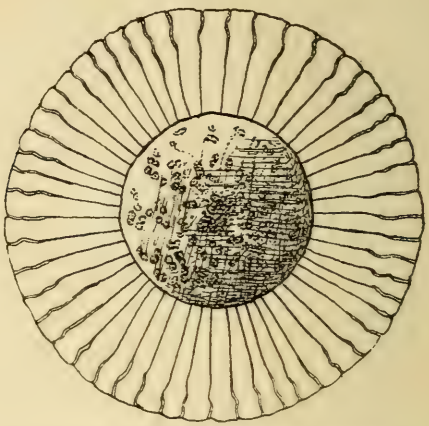


Trichodesmium erythraeum im Bündel (30mal vergr.).

Fig. 103.

Pyrocystis noctiluca (50mal vergr.).

Fig. 104.

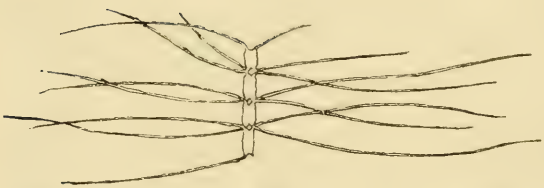


Planctoniella Sol (200mal vergr.).

Fig. 105.

Rhizosolenia styliformis (100mal vergr.).

Fig. 106.

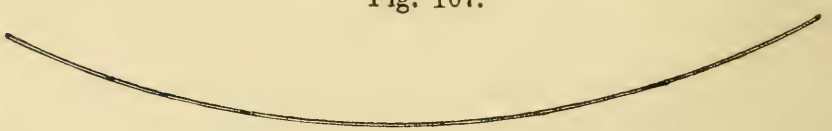


Chaetoceros borealis, Kette von vier Zellen (75mal vergr.).

Fig. 109.

Ceratium tripos (125mal vergr.).

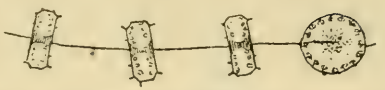
Fig. 107.



Synedra thalassothrix (25mal vergr.).

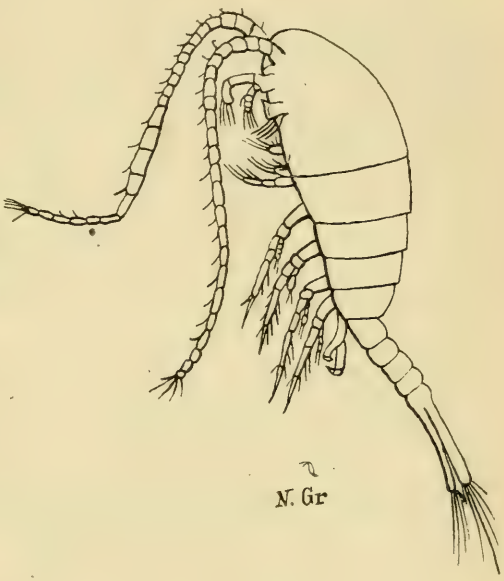
aus arktisch ist dann das Sira-Plankton mit seinen Ketten von *Thalassiosira Nordenskiöldii* (Fig. 108), welche Diatomee für den Ostgrönland- und Labradorstrom charakteristisch ist, während wieder die britischen Küstengewässer und die Nordsee, sowie die norwegischen Bänke bis zum Nordkap hinauf vom Tripos-Plankton gekennzeichnet sind, mit der Leitform *Ceratium tripos* (Fig. 109), einer Cilioflagellate. Es sind dies lauter pflanzliche Vertreter des Planktons; unter denen aus der Thierwelt haben wir außer den uns bekannten Foraminiferen und Radiolarien besonders die Copepoden oder Ruderfußkrebse zu erwähnen, von denen wir einen für die Ostseegewässer typischen Vertreter abbilden, *Temora longicornis* (Fig. 110), die Lieblingsspeise der Häringe und Sprotten, eigentlich eine arktische Form des Sira-Planktons, daher für die kalte Jahreszeit bezeichnend.

Fig. 108.



Thalassiosira Nordenskiöldii, Kette von vier Zellen (200mal vergr.).

Fig. 110.



Temora longicornis (50mal vergr.).

Im Südatlantischen Ozean ist das Stromsystem ziemlich einfach. Der Brasilienstrom folgt der Ostküste Brasiliens südwärts bis über die Laplatamündung hinaus, sich immer im tiefen Wasser außerhalb der Küstenbank haltend, und bleibt, wie die an Beobachtungen reichen Schiffsjournale der deutschen Seewarte ergeben haben, noch bis etwa 48° s. Br. fühlbar und erkennbar als warmer Strom; dann wird er durch den kalten ihm entgegenkommenden Falkland- und Kap Horn-Strom nach

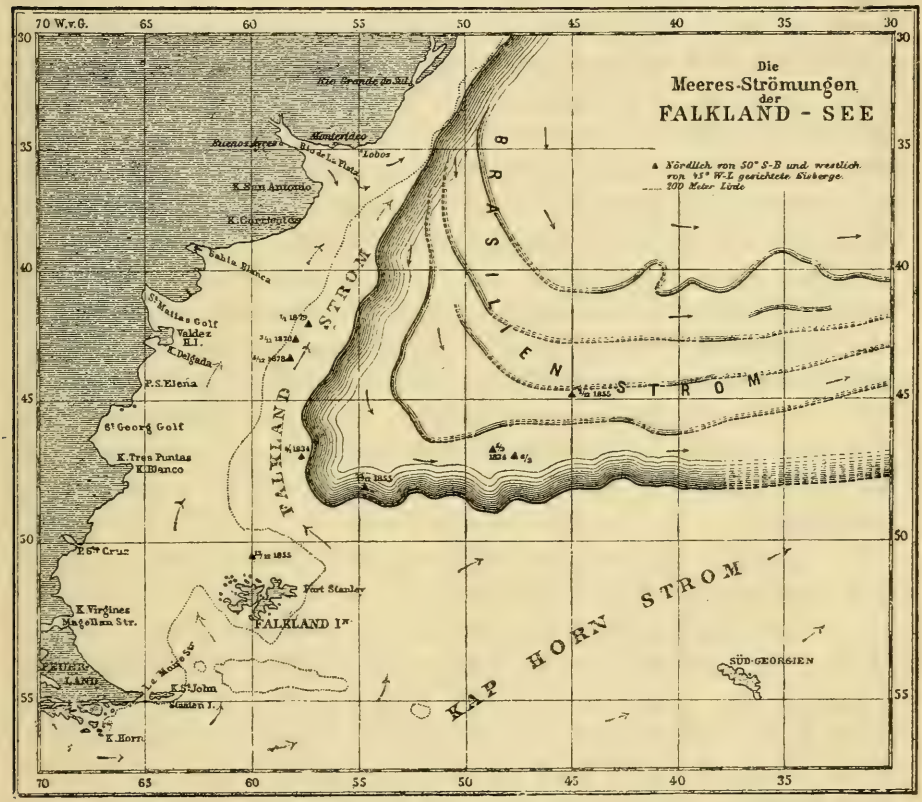
Osten abgedrängt und überschreitet, von diesem zur Rechten begleitet, als „Verbindungsstrom“ das südatlantische Becken. Dabei mischen sich seine Gewässer mehr und mehr mit den kalten zum Teil vom Schmelzwasser zahlreicher antarktischer Eisberge herrührenden Gewässern seines südlichen Nachbarn.

Die Stromvorgänge entlang der patagonischen Küste sind vielfach auf den Karten mißverständlich wiedergegeben. Auch hier haben die Forschungen der Gazelle-Expedition unter dem Freiherrn von Schleinitz und die zahlreichen Beobachtungen deutscher Handelsfahrzeuge klar ergeben, daß sowohl über der Bank, wie außerhalb derselben ein kalter vom Kap Horn und den Falkland-Inseln kommender und nach den letzteren benannter Strom den Raum westlich vom Brasilienstrom beherrscht. Nebenstehende Karte giebt die Grenzen der beiden Ströme und soll namentlich dazu dienen, die Punkte, bis zu denen Eisberge vom Falklandstrom nordwärts entführt worden sind, zu veranschaulichen: besonders die drei Angaben aus dem Sommer 1878 zu 1879, mittenwegs zwischen Montevideo und den Falkland-Inseln (offenbar auf eine und dieselbe Eisinsel sich beziehend), sind ganz unverständlich ohne Annahme eines Stromes, wie des genannten. Über der breiten Küstenbank erwärmt sich das Wasser an der Oberfläche besonders im Südsommer sehr stark und hat so die Täuschung veranlaßt, als ob der Brasilienstrom aus dem tiefen Wasser gehend die Küstenbank betrete, um sich auf dieser nach Süden zu wenden. Dagegen erhob zuerst Admiral von Schleinitz Widerspruch, indem er die niedrigen Temperaturen am Boden der Bank nachwies, worauf dann auch die Challenger-Expedition den großen Unterschied in der Wärmeschichtung des Falkland- und Brasilienstroms in 42^0 s. Br. feststellte.

Der Verbindungsstrom trifft im Südwesten des Kaplandes, oft schon in 8^0 bis 10^0 ö. L. (in 40^0 s. Br.) mit dem Agulhasstrom zusammen, der dem Indischen Ozean angehört. Bei diesem Konflikt, der sich durch einen wirren Seegang und große Unterschiede in den Wassertemperaturen auf engstem Raume verrät, wird

der größte Teil des Agulhasstroms nach Osten zurückgeworfen; auch hier von der antarktischen Strömung südlich begleitet. Ein Teil der letzteren tritt mit dem Verbindungsstrom zusammen den Weg nordwärts entlang den Küsten von Südwestafrika und Benguela an, nach dem letzteren Lande benannt, und speist so die

Fig. 111.



südliche Äquatorialströmung. Naturgemäß erhält schon dadurch die Westküste Südafrikas einen kalten Strom und damit kühlere Lufttemperaturen; was dann durch eine andere noch zu verwähnende Ursache mächtig verstärkt wird.

So ist der südatlantische Stromkreis geschlossen. Ein Sargassomeer findet sich in ihm nicht, Tangzweige, dem riesigen oft 300 *m* langen Birnentang (*Macrocystis*

pyrifera) angehörig, sind vielmehr ein Wahrzeichen der kalten antarktischen Strömungen, so auch des Falklandstroms. Im Übrigen aber ist die Ähnlichkeit mit den nordatlantischen Strömungen (diese bis 45° n. Br. hinauf gerechnet) doch überraschend. Brasilien und Golfstrom, Falkland- und Labradorstrom sind zwei vollkommene Gegenstücke. So fehlen denn auch die Folgeerscheinungen, die wir an der Berührungsstelle des Golf- und Labradorstroms im Süden Neufundlands kennen lernten, dem Meeresstrich südlich vom Laplata nicht: die schroffen Kontraste der Wassertemperaturen auf ganz kurzen Abständen, die Streifungen im Brasilienstrom, die auch unsere Karte zeigt; ferner die Nebel bei östlichen und südlichen Winden und der Fischreichthum des kalten Wassers, damit in Zusammenhang dann die zahlreichen Scharen von Seevögeln und Robben. Endlich wird auch der Gegensatz der Wasserfärbung betont — östlich das indigoblaue Tropenwasser, westlich im Falklandstrom das flaschengrüne antarktische. Sowohl der Golf- wie der Brasilienstrom sind polwärts von 30° Br. die Brutstätten wütender Stürme. Kurz, es fehlt nur die große Stromstärke des Floridastromes, um alle Verhältnisse des nordatlantischen Ebenbildes hierher zu übertragen.

Kürzer betrachten können wir die Stromvorgänge der andern beiden Ozeane.

Der Indische Ozean zeigt südlich von 7° s. Br. seinen Äquatorialstrom. Dieser wird durch Madagaskar geteilt: der eine Ast biegt um die Nordspitze herum und trifft dann seinen westlichen Weg fortsetzend bei Kap Delgado auf das Festland, spaltet sich aber dort von neuem, indem er zum Teil nach Norden, zum Teil nach Süden in die Mosambiquestraße ausweicht. Letzterer Zweig setzt dann immer entlang der südafrikanischen Küstenbank nach Südwesten als Agulhasstrom, und seinen Kampf mit dem kalten antarktischen Strom und seinen Rückzug nach Osten haben wir schon erwähnt. Bei diesem östlichen Wege vereinigt er sich dann mit dem bei Madagaskar südlich ausgewichenen Aste, dem Maskarenenstrom. Ihr weiteres Schicksal ist nicht ganz

klar; es scheint, als wenn das relativ warme Wasser westlich von Kerguelen den antarktischen Polarräumen zustrebt, was die Einbiegung der Treibeisgrenze an dieser Stelle erklären würde (s. oben S. 185). Jedenfalls fließt die Hauptmasse, von den Westwinden getrieben, weiter nach Osten und trifft dann bei Kap Leeuwin auf die Südwestspitze Australiens, worauf ein Teil nach Norden umbiegt, um den Indischen Stromkreis zu schließen, der andere dagegen anscheinend nach Osten weiterströmt bis ins südpazifische Gebiet hinein.

Gerade unter dem Äquator läuft eine Gegenströmung, bestehend aus dem von der Sansibarküste zurückgeworfenen Wasser, nach Osten. Im Sommer unserer Hemisphäre, zur Zeit des Südwestmonsuns, bewegt sich das ganze Wasser des Arabischen und Bengalischen Golfs nach Osten, südlich von Ceylon einen sehr starken Oststrom bildend. Dagegen treibt im Winter der Nordostmonsun das Wasser umgekehrt nach Westen, es ist dann bei Ceylon wieder starker westlicher Stromgang zu finden. — Auch hier kreisen also bedeutende Wassermassen jahraus jahrein in denselben Breiten, ohne sich mit polarem Wasser zu mischen. So ist die Wärmeschichtung im Arabischen und Bengalischen Golf der nordatlantischen sehr ähnlich.

Ebenso läuft auch in der Chinasee der Strom immer vor dem Winde her, entsprechend den Monsunen, also halbjährlich alternirend, und nur im flachen Wasser wird er häufig verdeckt von den Gezeitenströmen. Nach Dahl, Cleve und Apstein ist der Planktontypus des ganzen tropischen Indischen Ozeans der des Desmoplanktons mit genau denselben Formen, wie sie im Atlantischen Ozean darin auftreten; ebenso herrscht überall südlich von 35^0 s. Br. das aus nordatlantischen Breiten wohlbekannte Styliplankton (s. oben S. 261.)

Im Pazifischen Ozean sind die Strömungen denen des Atlantischen besonders ähnlich. Der südliche Äquatorialstrom herrscht, wie der atlantische, gerade unter dem Äquator in voller Stärke, doch scheint auch innerhalb des inselreichen westlichen Gebiets ein allgemeines Drängen des Wassers nach Westen hin vorhanden zu

sein. Das ergiebt sich aus dem nordwestlichen Strom, der mindestens in unserem Sommer entlang Neukaledonien und Neuguinea gespürt wird, und aus dem starken Südstrom, der an der Küste Ostaustraliens südlich der Breite von Sydney bisweilen recht kräftig auftritt. Neuseeland liegt ganz im Bereiche eines nach Norden setzenden Stroms, der dann aber nordöstlich von der Nordinsel nach Südosten und Osten abschwenkt, entsprechend den hier herrschenden Westwinden. Auch von den Niedrigen Inseln her zieht diese Trift äquatoriales Wasser herbei. Als Südpazifischer Verbindungsstrom stößt sie bei 40° Br. auf die chilenische Küste und entsendet nach Süden um Kap Horn herum einen Ast, den wir als Hauptzufluß des Falklandstroms anzusehen haben; das übrige Wasser geht entlang der Westküste Südamerikas nach Norden. Erst bei 5° s. Br., beim Kap Blanco im Süden des Golfs von Guayaquil, verläßt dieser Perustrom die Küste, indem er bei den Galápagos-Inseln in den Äquatorialstrom zurückführt.

Nördlich vom Äquator, im Westen ausnahmsweise auch wohl ein wenig in südliche Breiten übergreifend, herrscht quer über die ganze Ausdehnung des Pazifischen Beckens, von den Molukken bis in den Golf von Panama über 150 Längengrade (9000 Sm. oder 16500 *km*) ein, wie es scheint, kontinuierlicher, namentlich in unserem Sommer stark fühlbarer Oststrom, die sogenannte Äquatorial-Gegenströmung: ohne Zweifel eines der großartigsten Phänomene im ganzen System ozeanischer Wasserbewegungen. Durch seine hohen Temperaturen und sein Ausbiegen im Golf von Panama nach Süden, an der zentralamerikanischen Küste nach Norden, wird er dem Guineastrom ähnlich.

Die nördliche Äquatorialströmung ist anscheinend regelmäßig ausgebildet, doch ebenso, wie im Atlantischen Ozean, an Stärke der südlichen nicht gleich. Auf die Philippinen stoßend biegt sie nach Norden um und bildet alsdann den oft beschriebenen Kuro-Schiwo, den Schwarzen (oder blauen) Strom der Japaner, so benannt wegen seiner tief indigoblauen Farbe, und gewöhnlich als nordpazifisches Gegenstück des Florida-

stroms betrachtet. Aber in jeder Hinsicht ist er nur ein schwächlicher Abglanz des andern, sowohl nach Stromstärke (einigermaßen kräftige Ostwinde machen ihn leicht ganz unfühlbar) wie nach seinem Wärmevorrat, den er über den Ozean nach Osten führt. Liegt doch im Golfstrom die submarine Isotherme von 10° durchweg in 800 *m*, dagegen im Kuro-Schiwo nur in 370 *m* Tiefe! Dennoch beweisen die mannigfachsten Indizien seinen zusammenhängenden Lauf von Japan hinüber nach Kalifornien. Sind doch nicht allzu selten vom Taifun entmastete und verschlagene Fischerdschunken, mit Japanern an Bord, in der Nähe von San Franzisko und der Hawaii-Inseln angetroffen worden! Der Kuro-Schiwo teilt sich an der Westküste Nordamerikas, indem ein Ast in den breiten Golf östlich von Aljaska hineinlenkt, um dort nach Westen umzubiegen, während der Hauptstrom der nördlichen Äquatorialströmung Zufuhr gewährt.

Im Beringmeer scheint der Strom entgegengesetzt dem Uhrzeiger zu kreisen, an der amerikanischen Seite nach Norden, an der asiatischen nach Süden zu führen. In ähnlichem Kreislauf bewegen sich, wie der russische Ozeanograph Makarof gezeigt hat, auch die Gewässer des Ochotskischen Golfs. Wie man schon vorher wußte, findet sich dieser auch sonst in den nordhemisphärischen Nebenmeeren streng befolgte Typus sowohl im Japanischen Randmeer, wie im ostchinesischen Tunghai. Die japanischen Inseln selbst werden im Westen von einem Zweige des Kuro-Schiwo, im Osten aber von einer kalten Strömung aus Norden umspült: Diese, Oya-Schiwo genannt, erinnert durch ihren Fischreichtum an die analogen Gewässer der Neufundland- oder Falklandgegend.

Im Gebiete hoher südlicher Breiten legt sich um die ganze Erde herum ein von den starken Westwinden unterhaltener Oststrom, der meistens (nicht nur an seinem nördlichen Saume) sogar nordöstliche Richtungen aufweist, während seine südliche Grenze, wenn man von einer solchen sprechen darf, durch die südlich von 60° s. Br. auftretenden starken Ostwinde mit West-

strom gegeben scheint. Es ist schwer zu sagen, woher dieser stetige Abfluß aus den höheren Breiten in niedere gespeist wird, zumal die Eisberge zeigen, daß auch in der Tiefe der Strom nordöstlich setzt. Möglicherweise ergeben die bevorstehenden antarktischen Forschungsreisen, daß dieser Oststrom nicht ganz so kontinuierlich um die Erde läuft, sondern daß er in zwei oder mehr Kreisströme zerfällt, indem etwa der westlich von Kerguelen erwähnte eisarme Strom nach Süden in das Polarbecken hineinführt, dort südlich vom Polarkreise nach Westen fließt und an der Ostseite von Grahamland in den Südatlantischen Ozean und weiter in die rechte Flanke des Kaphornstroms einmündet, um als bekannte Westwindtrift den Kreislauf zu schließen.

Interessant sind einige Flaschenposten aus diesem (in 54° s. Br.) rund 6300 Sm. (11500 *km*) messenden Stromringe, die seinen Zusammenhang vom Kap Horn bis Südaustralien hin beweisen, so z. B. der Weg einer Flasche, die Dr. Neumayers Diener am 14. Juli 1864 eben südlich von Kap Horn von Bord des Schiffes Norfolk ausgeworfen hatte, und die am 9. Juni 1867, also drei Jahre später, an der Küste Australiens bei Yambuck (in 38·3° s. Br., 142·1° ö. L.) aufgefunden wurde.

Ist schon an den thatsächlichen Angaben, welche über die Meeresströmungen vorliegen, manches unklar und unsicher, so gilt das noch mehr von den Theorien, obschon diese gerade in den beiden letzten Jahrzehnten erheblich gefördert, zum Teil überhaupt erst begründet worden sind.

Ein flüchtiger Überblick mag die älteren Anschauungen von den Ursachen der Strömungen vorführen. Kepler, Varenius und vorübergehend auch Kant, der einer der namhaftesten Geographen seiner Zeit war, dachten sich die Wassermassen hinter der Drehung der Erde durch ein gewisses Beharrungsvermögen zurückbleiben, und erklärten so die äquatorialen Westströmungen. Die zwischen diese eingeschalteten östlichen Gegenströme kannten sie noch nicht. Kant selbst hat

auch später das Verkehrte dieser Deutung eingesehen, da doch die Rotation der Erde nicht von gestern und heute im Werke sei, sondern seit unendlicher Zeit her, und der irdischen Wasserdecke durch die Reibung längst die gleiche Rotationsgeschwindigkeit mitgeteilt haben müsse, wie die Erde selbst sie besitzt.

Bis in die neueste Zeit hinein glaubte man in der Verschiedenheit der Temperaturen die Hauptursache der Strömungen, insbesondere der nordsüdlichen, zu erblicken. Schon bei Lionardo da Vinci finden sich Andeutungen in diesem Sinne; später waren es Humboldt, Arago, Lenz, Ferrel, namentlich aber deutsche Gelehrte, welche auf diese thermischen Unterschiede besonderes Gewicht legten. Die analogen Vorgänge im Luftmeer gaben wohl die wesentliche Veranlassung hierzu. Dort wird ja in der That die allgemeine Cirkulation der Atmosphäre, insbesondere auch das System der Passate, ausschließlich durch die Temperaturdifferenzen zu erklären sein. Aber das Wasser ist eben ein anderes Medium und andern Bedingungen der Erwärmung ausgesetzt. Die Luft wird von unten erwärmt, das Wasser von oben. Die Luft kann also stellenweise in labilem Gleichgewichtszustande sich befinden; beim Meere liegen die schweren Schichten stets unten. Die Luft dehnt sich bei gleicher Temperaturerhöhung $8^1/_2$ mal stärker aus als das Wasser; und während die Differenzen in den Temperaturen der Luft im Winter zwischen Sibirien und dem indischen Tropengebiet über 60^0 betragen, sind die Unterschiede in den Wassertemperaturen zwischen Polarkreis und Äquator an der Oberfläche auf kaum 20^0 bis 22^0 anzusetzen, sie nehmen, je weiter in die Tiefe man geht, stetig ab, um am Boden ganz zu verschwinden. Die mittlere Temperatur der tropischen Wassersäule, auf welche es hier doch ankommt, kann schwerlich um mehr als 3^0 wärmer sein als die der polaren Wassersäule bei gleicher Tiefe: und das bei einem horizontalen Abstande von 7000 *km*.

So sind entschieden die Wirkungen dieser geringen Differenzen bisher stets überschätzt worden. Keine Strömung des offenen Ozeans, am wenigsten der Florida-

strom, kann auf thermischen Ursachen beruhen. Nur ein ganz gelindes, unmeßbares Drängen der Polargewässer erfolgt am Boden der Meere dem Äquator zu, dort die niedrigen Temperaturen verbreitend (Vgl. schon oben S. 155.) Es ist sogar sehr ungewiß, ob unter dem Äquator durch den sowohl von Norden wie von Süden kommenden Druck das kalte Bodenwasser genötigt ist nach der Oberfläche zu auszuweichen und so die auffallend geringe Tiefe, in der man kaltes Wasser in der Tropenzone des Atlantischen Ozeans findet, zu erklären ist, wie gewöhnlich in den Handbüchern geschieht. Wenn man liest, daß eine Wärme von 10° gefunden wird

im Nordatlantischen Ozean in 36° n. Br. . . . in 840 *m*,
unter dem Äquator . . . . . „ 310 *m*,
im Südatlantischen Ozean in 35° s. Br. . . . „ 350 *m*,

so ist man in der That versucht, eine solche „vertikale Cirkulation" der Gewässer anzunehmen. Aber es läßt sich leicht nachweisen, daß an den Westseiten des Atlantischen Ozeans die Schichten gleicher Temperatur durchweg tiefer liegen als an der Ostseite unter gleicher geographischer Breite, und auch tiefer als unter dem Äquator. Dasselbe ist im Pazifischen Ozean durch Challenger und Gazelle festgestellt worden, wo übrigens auch die Isothermflächen keine Annäherung an die Oberfläche am Äquator zeigen, wie im Atlantischen Ozean. So liegt im letzteren in 25° s. Br. östlich von St. Helena nach den Beobachtungen der Gazelle die Isotherme von 10° in 390 *m*, westlich bei Brasilien aber in 470 *m*, also 80 *m* tiefer als im Osten; dagegen liegt sie, wie man gleich bemerkt haben wird, am Äquator und im Osten in der gleichen Tiefe. Da die Äquatorialströmungen ihre Zufuhr aus den relativ kalten Strömungen der Osthälfte der Meere erhalten (von dem sehr kalten Küstenwasser hier ganz abgesehen!), so ist es eigentlich selbstverständlich, daß ihre Durchwärmung nach unten hin zuerst nicht so vorgeschritten sein kann, wie da, wo sie durch die Kontinente in höhere Breiten gedrängt die Tropenzone verlassen: die Temperaturen

sind also in ihrer Verteilung anscheinend mehr als Wirkungen der Ströme anzusehen, wie als ihre Ursache.

Ferner hat man in der Verdunstung, welche, wie wir sahen, den Salzgehalt des Wassers vermehrt, also Wassersäulen von verschiedener Schwere nebeneinander und damit Ausgleichsströme schaffen kann, eine wichtige Ursache der Meeresströme finden wollen. Doch ist im offenen Ozean die Wirkung der Verdunstung ja auch nur auf eine sehr oberflächliche Schicht beschränkt, überdies stetig geregelt und gedeckt durch den von allen Seiten möglichen Zufluß; nur in Meeresstraßen, welche abgeschlossene Mittelmeere mit dem Ozean verbinden, tritt sie mächtig in die Erscheinung. So verliert, wie wir schon bei einer früheren Gelegenheit erwähnten (S. 113), das Mittelländische Meer alljährlich eine bedeutende Menge von Wasser an seiner Oberfläche durch Verdunstung, welches nur zum Teil durch die Regenfälle und die Flüsse ersetzt wird. So strömt durch die Straße von Gibraltar ein starker Strom hinein, den nur kräftige Ostwinde oberflächlich zum Stillstande bringen. — In der Ostsee und im Schwarzen Meer dagegen ist ein Überfluß von Süßwasser durch die einmündenden Flüsse vorhanden, und so strömt sowohl durch Bosporus und Dardanellen, wie durch die Belte und den Sund, ein kräftiger Oberflächenstrom aus diesen Meeren hinaus, wofür in der Tiefe schwereres Wasser hineintritt. Auch in diesen Straßen ändern die herrschenden Winde aber die Strömungen sehr erheblich.

In der That haben wir in den Luftströmungen, besonders den stetig wehenden, wie den Passaten der Tropenzone und den doch sehr häufig und immer sehr stark auftretenden Westwinden der höheren Breiten, die Hauptkräfte gegeben, durch welche die ozeanischen Strömungen erzeugt und in Gang gehalten werden. Den Seeleuten war es längst geläufig, daß der Strom im Allgemeinen in derselben Richtung läuft wie der Wind, aber eine dauernde und tiefgehende Wirkung des letzteren wurde von den Gelehrten, selbst von so ausgezeichneten Physikern, wie Arago und Ferrel, ge-

leugnet. Rennell, wie überhaupt die englischen Hydrographen, haben aber schon eine sog. Windtheorie der Meeresströmungen ausgebaut, zu einer Zeit, wo auf dem europäischen Festlande als Hauptursache dieser Bewegung nur die Temperaturen galten. Rennell nannte die unmittelbar vom Wind erzeugten Stromgänge Triftströme *(drift currents),* wozu also die Äquatorialströmungen zu rechnen wären. Dagegen die Ablenkungen derselben durch die widerstehenden Kontinente nannte er *stream currents*, was man mit Stau- oder Abflußströmungen übersetzen könnte. Zu den letzteren sind also der Brasilienstrom, Agulhasstrom, aber auch der Golfstrom einschließlich des Floridastroms zu rechnen. Schon Franklin erklärte den letzteren so, daß er das durch den Passat in den Golf von Mexiko getriebene Wasser aus diesem wieder entführe.

Die Analysis hat diese Wirkung des Windes erst im Jahre 1878 untersucht: damals erst konnte Zöppritz nachweisen, wie sich die Trift der Wasserteilchen vor dem Winde her allmählich in die Tiefe fortpflanzt, bis schließlich, bei konstant bleibender mittlerer Windrichtung, wie im Passat, die ganze Wassermasse diesem Antriebe folgt, doch so, daß die Stromgeschwindigkeit direkt wie die Tiefe abnimmt: also in der halben Wassertiefe halb so stark ist wie an der Oberfläche, am Boden aber gleich Null. Die Rechnung zeigt, daß Änderungen in der Windrichtung sich außerordentlich langsam in die Tiefe fortpflanzen. So braucht nach Zöppritz, den vorherigen Stillstand der ganzen Wassermasse vorausgesetzt, eine beginnende Luftströmung 239 Jahre, um in 100 *m* Tiefe einen Strom zu bewirken, der die halbe Stärke der Oberflächentrift besitzt. Seine Rechnungen sind indes nicht ganz einwandfrei, da die Ozeane keine unendlichen Wasserflächen von gleicher Tiefe sind, vielmehr nach den drei Dimensionen sehr unregelmäßig geformte Räume. Namentlich aber vollzieht sich auch die Fortpflanzung der Oberflächentrift in die Tiefe keineswegs so ungestört, wie die Rechnung annimmt. Zöppritz mußte, um auflösbare Gleichungen zu erhalten, ganz davon absehen, daß der Wind auch Wellen hervorruft, deren abbrechende Wellenköpfe,

wie die tägliche Beobachtung in See erweist, Luftblasen tief ins Wasser hineinschleudern: die Windimpulse werden sich also viel rascher dem Wasser mitteilen als Zöppritz annahm. Ferner ist schon oben (S. 252) darauf hingewiesen, daß die Geschwindigkeit der tropischen Äquatorialströme nicht gleichmäßig von der Oberfläche nach der Tiefe hin abnimmt, sondern in 180 bis 200 *m* eine auffällige Abschwächung der Stromstärke gefunden wird. Endlich werden aus dem Floridastrom und den Äquatorialströmen wirbelartige Stromkabbelungen beschrieben — also störende Bewegungen von unten an die Oberfläche hinauf. So zeigen auch die statistischen Zusammenstellungen aus dem Bereiche dieser Passattriften keineswegs einen beständig in derselben Richtung laufenden Strom, sondern dieser wird meist nur in zwei Drittel aller Fälle gespürt; ein Viertel der Fälle ergeben eine so schwache Versetzung am Ende des Etmals, daß „gar kein Strom" notiert wird, und ein Zehntel aller Fälle ergiebt sogar eine der Hauptströmung entgegengesetzte Versetzung: alles Zeichen dafür, das die Passattriften doch vielleicht durch große Stromwirbel oder andersartige Bewegungen in ihrem Innern gestört sind, auf welche die unter vereinfachenden Voraussetzungen rechnende Analysis keine Rücksicht genommen hat.

Soviel aber darf als nunmehr feststehend angenommen werden, daß die Passate der niederen, die Westwinde der höheren Breiten die eigentlichen Motoren sind, welche die große wagrechte Cirkulation der Meere, die ozeanischen Strömungen, erzeugen und ernähren. Damit allein lassen sich die übereinstimmenden Verschiebungen der drei Äquatorialströme und der Passate erklären, die wir oben durch ein Kärtchen ausdrückten (s. Seite 251); damit allein die halbjährlich wechselnden Monsunströme des Indischen Ozeans, überhaupt aber die von Tag zu Tag veränderlichen Meerengenströme der Nebenmeere, soweit nicht jene oben erwähnten Differenzen des Salzgehaltes im Spiele sind.

Die äquatorialen Gegenströmungen, wie der Guineastrom, sind wohl als sog. Reaktionsströme aufzufassen. Diese entstehen überall, wo sich hinter Halbinseln oder Inseln tote Räume einstellen, in welche dann ein Zweig

des vorüberziehenden Hauptstroms einlenkt, in diesem kreisend. Die einfachste Gestalt derselben zeigen unsere Flüsse hinter ihren Buhnen oder, im Kleinen, hinter breiten Brückenpfeilern. Ganz ähnliche Stromfiguren lassen sich aber auch im Ozean nachweisen: so beispielsweise an der Südwestseite von Madagaskar ein Gegenstrom nach Norden. Tiefgehende Abflußströmungen erzeugen zu ihrer Seite auf den flachen Küstenbänken häufig Gegenströme.

Der Guineastrom scheint nun darauf zu beruhen, daß der Passat westlich und nordwestlich von St. Helena und Ascension an Stärke erheblich größer ist wie an der östlichen Seite des Ozeans. Zieht man bloß die Richtung des Passates, ohne auf seine Stärke zu achten, in Betracht, so müßte der Benguelastrom über den Äquator hinüber in die Biafrabai eintreten und erst dann nach Westen strömen. Da aber auf der brasilischen Seite durch den dort sehr viel stärkern Passat das Wasser nördlich von 5^0 s. Br. nach Nordwesten, südlich davon nach Südwesten und Süden getrieben wird, so erhält damit alles Wasser eine unwiderstehliche Tendenz nach Westen hin. Darum biegt der Benguelastrom schon in 5^0 s. Br. von der Küste ab und erzeugt so wieder an seiner rechten Flanke einen leeren Raum, der durch eine Gegenströmung von Norden her ausgefüllt werden muß. Das erklärt die Guineaströmung zwischen der Gold- und Sklavenküste und dem Äquator.

Was ihren westlichen Teil betrifft, so sind die Ursachen hier verwickelter. Admiral Hoffmann hat einst im Guineastrom wie in den andern äquatorialen Gegenströmungen eine Wirkung der ablenkenden Kraft der Erdrotation sehen wollen. Diese wirkt bekanntlich bei Bewegungen auf der Erdoberfläche so, daß sie auf der nördlichen Hemisphäre die bewegten Körper nach rechts, auf der südlichen nach links aus ihrer Bahn zu drängen sucht. Tritt also die südliche Äquatorialströmung über den Äquator, so soll sie sich danach in einen Nordost- und Oststrom verwandeln. Aber dieser Effekt ist zunächst stets abhängig von der Geschwindigkeit dieser Bewegung, und diese ist bei den Meeresströmungen doch nur klein, meist übersteigt sie nicht $^1/_3$ *m* in der Sekunde.

Dann aber nimmt die Stärke dieser sog. Rotationsablenkung mit der geographischen Breite zu, und zwar so, daß sie am Pol am größten, am Äquator selbst gleich Null ist. Deshalb sind gerade in der äquatorialen Region nur sehr schwächliche Wirkungen derselben zu erwarten. Ganz wirkungslos aber wird sie in der That bei den Meeresströmungen im Allgemeinen nicht sein, zumal bei denen der höheren Breiten nicht. Das früher erwähnte Kreisen der Ströme in den nordhemisphärischen Nebenmeeren entgegengesetzt dem Uhrzeiger ist eines der deutlichsten Merkmale für ihr Eingreifen: die Bewegungen werden nach rechts gedrängt, lehnen sich immer rechts an die Küste an. Entscheidend für die Beurteilung dieser Frage aber sind die Beobachtungen auf einem deutschen Leuchtschiff in der Ostsee, auf dem Adlergrund zwischen Rügen und Bornholm, geworden. Durch systematischen Vergleich der örtlichen Wind- und Stromrichtung in vielen tausenden von Beobachtungspaaren konnte L. E. Dinklage nachweisen, daß in mehr als drei Viertel aller Fälle der Strom durchschnittlich 28^0 rechts vom Winde lief, gleichviel welche Richtung dieser hatte. Ebenso liegt schließlich in der unbefangenen Würdigung der allbekannten Thatsache, daß der Nordostpassat zwischen den Kapverden und Westindien keinen Strom nach Südwesten, sondern nach Westen hervorruft, ein deutlicher Beweis für die Ablenkung der Triftbahn nach rechts. Aber es liegt im Wesen des Reaktions- oder Kompensationsstroms, daß er überall da eintritt, wo sonst ein leerer Raum im Wasser bliebe; er ist unter allen Umständen der stärkere, der örtlich nicht nur die Erdrotation, sondern auch den gegengerichteten Wind überwindet, wie schon die hinter Landzungen in Küstenbuchten so regelmäßig auftretenden Gegenströme (Nehrströme oder Nehren nennt sie der deutsche Seemann) erweisen. Der Guineastrom ist ein echter Kompensationsstrom. Ohne ihn würde an der tropischen Westküste Afrikas zwischen 15^0 n. und 15^0 s. Br. ein leerer Raum entstehen, da in den höheren Breiten andauernd und kräftig das Wasser durch die Passate in den Ozean hinausgezogen wird. Er erfüllt die Kalmenregion zwischen den beiden Passaten (s. oben S. 251), wird im Sommer durch

übrigens nicht sehr beständigen Südwestmonsun verstärkt, fehlt aber auch im Winter nicht, wo die Stillenzone nur sehr schmal ist.

Ein weiterer Mangel in Zöppritzens Theorie der Triftströmungen ist, daß die Wirkung des Windes keine Niveauunterschiede und daraus folgende vertikale Cirkulationen hervorrufen soll. Und doch zeigt die tägliche Beobachtung an jedem Wasserbecken und das Auftreten verheerender Sturmfluten auch an den Küsten der gezeitenlosen Ostsee, daß der Wind das Wasser vor sich herschiebt und an der gegenstehenden Küste aufstaut. Dann steht das Niveau hier höher als im Rücken des Windes. Ein solcher Niveauunterschied muß ein vertikales Stromsystem hervorrufen: an der Stauseite drängt das Wasser in die Tiefe, im Rücken des Windes wird es aus der Tiefe aufquellen. Das ozeanische Tiefenwasser aber ist kalt. Wir haben in den Ozeanen, also in den Küstenzonen des aufquellenden Wassers, niedrigere Temperaturen zu erwarten, im Staugebiet aber eine Anhäufung warmen Wassers. In der That ist dies der Fall an den Küsten des Atlantischen und Stillen Ozeans in 10° bis 30° Br. in beiden Hemisphären. Sowohl an der Saharaküste wie an der des deutschen Südwestafrika und der portugiesischen Kolonien, nicht minder an der Küste Kaliforniens und namentlich an der von Chile und Peru, tritt die allen Seefahrern geläufige Erscheinung zutage, daß in den Häfen und dicht unter Land das Wasser viel kälter ist als weiter in See, was auch überall das Auftreten von Nebeln an jenen Küsten zur Folge hat. So sah im Februar 1882 S. M. S. Elisabeth, als es den peruanischen, in 12° s. Br. gelegenen Hafen Callao verließ, die Wassertemperatur von 18·3° auf der Reede schon 30 Sm. in See auf 20,6° gestiegen und auch weiter zunehmend, sodaß in 135 Sm. Abstand 27·0°, also 9° mehr, abgelesen wurden, als an der Küste. Von deutschen Kriegsschiffen sind im Hafen von Callao schon Temperaturen von nur 13·6° beobachtet worden, welche gleichzeitig in See erst in 35° s. Br. bei Valparaiso zu erwarten waren. Der Perustrom seinerseits kann dieses kalte Wasser nicht von Süden herangeführt haben, dazu würden für diesen schwachen Strom etwa vier Monate

nötig sein; es kann nur aus der Tiefe kommen. Besonders deutlich ist dieser Zusammenhang an der ostafrikanischen Küste beim Somaliland: hier tritt nur in unserm Sommer, zur Zeit des Südwestmonsuns, der oft mit Sturmesstärke das Wasser von der Küste seewärts hinweg weht, kaltes Wasser auf, das hier, dicht am Äquator, nur 14·9° zeigt, wie Admiral Hoffmann an Bord S. M. S. Möwe fand. Ringsum ist der Indische Ozean viel wärmer, daher dann an dieser Somaliküste und einigen ähnlich gelegenen benachbarten Teilen Arabiens auch neblige Luft die Schiffahrt schwierig macht. An der Westküste Australiens, im Rücken des Südostpassats, fehlt das aufquellende Kaltwasser: hier kann die Niveauerniedrigung durch Zufuhr von Oberflächenwasser aus der breiten Timorstraße her leicht kompensirt werden. Das kalte aufquellende Wasser hat übrigens noch eine andere interessante Wirkung: es vertreibt in seinem Bereich die riffbauenden Korallen. Diese fehlen deshalb an der Somaliküste, während sie in der Gegend von Sansibar sehr reichlich vorkommen. Besonders gut aber gedeihen sie im Staugebiet der Passatregionen, also an der Westseite aller tropischen Ozeane.

Die thermischen Wirkungen des Windstaus fehlen übrigens auch unserer Ostsee nicht: die Seebäder haben im Frühsommer oft angenehmes Badewasser nach auflandigem Winde, während vom Lande weg wehende Süd- und Südwestwinde das kalte Tiefenwasser aufsteigen lassen, was für die erste Badesaison sehr störend wird. Von den Aufnahmen an der ostpreußischen Küste an Bord S. M. S. Delphin im August 1875 wird berichtet, daß man bei starkem Ostwinde im Memeler Tief innerhalb weniger Stunden die Oberfläche des Wasser sich von 19° auf 6° habe abkühlen sehen, und dann beim Loten in 6 Sm. Abstand von der Küste diese niedrige Temperatur in 70 *m* Tiefe, an der Oberfläche aber 18° wiedergefunden habe. Und so wird man auch eine Wirkung der starken Westwinde in der auffälligen Senkung der Flächen gleicher Temperatur im nordatlantischen Ozean nördlich von 40° n. Br. nach Osten hin erblicken dürfen. Findet man doch in der Nähe der neuschottischen Küste die Temperatur von 10° in 825 *m*,

dagegen am Wyville-Thomsonrücken fast in 1200 *m*; die von 8° im Westen in 900, im Nordosten in 1500 *m*. Das Golfstromwasser staut sich an den Küsten Nordwest-Europas auf; entsprechend muß kaltes Wasser an der nordamerikanischen Seite in die Höhe quellen. Daher das kalte Küstenwasser von Karolina bis Neufundland, und ebenso, ganz ähnlich im Rücken der dortigen Westwinde, das Kaltwasser Ostpatagoniens, Ostjapans.

Es ist wahrscheinlich, daß auf ähnlichen Saug- und Stauwirkungen auch die frei im Oean auftretenden Kaltwasserflecken beruhen, die man im Atlantischen Ozean aus dem August in der Gegend zwischen 1° s. und n. Br. zwischen 5° und 7° w. L. kennt. Hier sinkt die Oberflächenwärme unter 20°, während sie rings um 2°, im Guineastrom 5° höher ist. Dabei herrscht gleichzeitig an dieser Stelle kein verstärkter Passat, der etwa das warme Oberflächenwasser zu rasch hinwegfegte, wie das anderswo, z. B. im Westen von Centralamerika, vorkommt und das kalten Tiefenwasser bloßlegt; vielmehr schwächt sich die Windstärke hier sogar deutlich ab, wie die Schiffstagebücher der Seewarte zeigen. Vermutlich wird hier nach drei Seiten hin das Wasser an der Oberfläche hinweggezogen: nach Südwesten durch den Südostpassat zum Brasilienstrom, nach Nordwesten durch denselben Passat zum Guayanastrom und nach Nordosten zum Guineastrom hin. Es scheint, als wenn der Guineastrom im August nur mühsam und unvollkommen das an der afrikanischen Küste des Kongolands weggezogene Wasser zu ersetzen vermag; denn auch auf den Reeden der Gold- und Sklavenküste sinkt gerade dann die Temperatur auf 21° bis 22°, also 4° bis 5° unter Normal. — Eine ähnliche Kaltwasserstelle findet sich im Stillen Ozean westlich von den Galápagos Inseln entlang dem Äquator; vielleicht beruht sie auf analogen Saugwirkungen. Immerhin fehlt noch viel, ehe man diese verwickelten Vorgänge genau übersehen und erklären, d. h. in den Bereich des Notwendigen wird zurückführen können.

NAMEN- UND SACHVERZEICHNIS.

Adriatisches Meer 22.
Aegäisches Meer 22.
Aequatorialströmung 249, 267.
Aermelkanal 23.
Aethiopischer Ozean 27.
Agulhasbank 68, 203.
Agulhasstrom 265.
Aimé 42, 245.
Airy 33, 204, 223.
Aitken 131.
Akkumulator 45.
Alabama 101.
Alaminos 253.
Alberti 51.
Alfurusee 22.
Amazonas 241.
Amerikanisches Mittelmeer 15, 16, 22, 79.
Andamanisches Randmeer 19.
Antarktisches Gebiet 13, 178.
Apstein 92, 267.
Aräometer 108.
Arago 124, 126, 141, 273.
Ariadne 100.
Aristoteles 110, 212.
Arktisches Meer 13, 17, 72, 79, 166, 261.
Aschenborn 126.
Asowsches Meer 21.
Atakamagraben 76.
Atlantischer Ozean 7, 12, 17, 27, 73, 113.
Australasiatisches Mittelmeer 15, 17, 21, 22, 71, 79, 112.

Bachmann 86.
Bahamasee 22.
Baillie 44.
Balboa 27.
Bandasee 22, 71.
Bare 239.
Barentzsee 167, 170.
Bartletttiefe 70.
Bassstraße 15.
Belt 16.
Beltsee 164.
Beringmeer 10, 15, 19, 80, 183, 269.
Beringstraße 14.
Bermudas 63.
Bernouilli 223.
Berthold 128.
Besteckrechnung 242.
Birnentang 265.
Blake 73.
Bodensedimente 83 ff.
Bodentemperaturen 153 ff.
Boergen 173, 224 ff.
Bore 239.
Borkumriff 85.
Bosporus 16, 273.
Bottnischer Golf 22, 165.
Bouguer 125.
Brandung 204 ff.
Brasilienstrom 263.
Braunstein 94.
Breusing 83, 239.
Britischer Kanal 23.
Britisches Randmeer 19, 22, 80.
Brooke 42.
Bruns 33.
Buache 28, 58.
Buchan 135.
Buchanan 109, 117.
Buffon 16, 137.

Capri 131.
Celebessee 22, 71.
Chaetoplankton 261.
Challenger 30, 39, 142, 178.
Charybdis 238.
Chebodybai 228.
Chinasee 71.
Chlorgehalt des Seewassers 109.
Christannus 19.
Chüden 198.

Chun 128, 178, 189.
Cialdi 126.
Cleve 261, 267.
Clevedon 227.
Collinson 73.
Congress 42.
Credner 212.

Daciabank 62.
Darwin 222.
Davisstraße 14.
Deckschicht 164, 168.
Delisle 28.
Desmoplankton 261, 267.
Diatomeen 93, 133, 261.
Dickson 163.
Dinklage 103, 277.
Dolphin 39, 73.
Dove 6.
Drehströme (Gezeiten) 235f.
Drygalski 172.
Dünung 196.
Du Petit Thouars 141.
Durchsichtigkeit 124f.

Ebbe 217, 234.
Ehrenberg 103.
Eintagsfluten 229.
Eisberge 171f.
Eisblink 178.
Eismeer 13, 14, 18, 63, 72, 166, 261.
Eisverhältnisse 169ff.
Erdbebenfluten 207f.
Erdrotation 277.
Etmal 242.
Euripus 213.

Faden 35.
Falklandstrom 263.
Faradayberge 60, 194.
Farbe des Meeres 130.
Faye 33.
Ferrel 223, 271, 273.
Fettgehalt des Seewassers 97.
Flachsee 67.
Flämische Kappe 61f.
Flaschenposten 247, 270.
Fleurieu 11.
Floridastrom 132, 252.
Flut 217, 234.
Flutbrandung 239.
Flutstundenlinien 224.
Fol 128.
Folger 254.
Foraminiferen 88.
Forchhammer 84, 106, 109.
Forster 37, 137, 178.
Franklin 254, 274.
Fundybai 227.
Fylla 14.

Gase des Seewassers 120.
Gazelle 39, 142.
Gehörknöchelchen 95.
Gelbes Meer 132.
Georgskanal 23.
Gettysburgbank 62.
Gezeiten 215 ff.
Gezeitenströme 232 ff.
Gibraltarstraße 16, 159, 273.
Gletschereis 170.
Globigerinen 88.
Goethe 130.
Golfe 15.
Golfstrom 252 f.
Golfstromtrift 256, 280.
Grabenmeere 25.
Grandi 18.
Grönland 257.
Großer Ozean 28.
Gründe (vor dem Kanal) 68.
Gümbel 97.
Guineaströmung 250, 276.

Hafenzeit 224.
Haifischzähne 95.
Halbmonatliche Ungleichheit 220.
Handlot 36, 41.
Hangtschou 239.
Havre 231.
Hellmann 103.
Helmholtz 190, 231.
Helmert 33.
Herald 42.
Herodot 83.
Hettner 25.
Hochwasser 217.
Höhe der Wellen 194.
Hoffmann 276, 279.

Homothermische Schicht 159.
Hudsonsbai 15, 19, 79.
Hugli 241.
Humboldt 22, 38, 124, 141, 258, 271.
Hydra 44.

Indischer Ozean 7, 17, 74, 113, 266.
Interferenzen 200, 229.
Isothermen 138 f.

Jacobsen 123.
Japanisches Meer 15, 19, 80.
Jod 108.

Kabel 38, 64.
Kalema 206.
Kalifornischer Golf 15, 19, 80.
Kalkschlamm 89 f., 97.
Kalter Wall 255.
Kaltwasserflecken 280.
Kant 270.
Kap-Horn-Strom 263.
Karasee 22.
Karibisches Meer 22, 71, 252.
Karsten 141.
Karstens 79.
Kattegat 23, 67.
Kaymanbecken 22.
Kentern des Stroms 234.
Kepler 215, 270.
Kjellman 129.
Klassifikation der Meere 19.
Klippenbrandung 204.
Knudsen 148, 166.
Koeppen 136.
Kohlensäure 96, 122.
Koldewey 252.
Kompensationsstrom 277.
Kontinentalstufe 67.
Kontinentalwelle 31.
Kontinente 3, 81.
Korallenschlamm 87.
Kotzebue 125.
Kreide 96.
Kreuzsee 203.
Krusenstern 101.
Kuroschiwo 268.

Labradorstrom 182, 261.
Länge der Wellen 193.
Landblock 81.
Landhalbkugel 2.
Laufen (des Bodensees) 212.
Le Blanc 48.
Lenz 141, 149, 271.
Lieckfeldt 212.
Lightning 39, 141.
Linné 97.
Litorale Sedimente 86.
Londoner Kommission 12.
Lotungen 35ff.
Lorenz, Golf von St., 15, 19, 80.
Lucas 50.
Luksch 97, 127.

Macrocystis 265.
Maelstrom 238.
Magellan 28, 36.
Magellanstraße 228.
Magnaghi 147.
Makarof 113, 149, 269.
Manganknollen 95.
Mariannengraben 76.
Marmormeer 23, 70.
Marrobbio 213.
Marsilli 36, 137.
Mascarenenstrom 266.
Mascaret 239.
Massendefekt 33.
Massey 53.
Maury 38.
Meerbusen 15.
Meereis 173f.
Meeresniveau 29.
Meeresströmungen 241ff.
Mercator 27.
Mexikanischer Golf 22, 70, 229, 253.
Mill 116.
Miller-Casella 143.
Minch 23.
Mittelländisches Meer 15, 70, 79, 113, 125, 159, 228, 273.
Mittelmeere 16, 80.
Mohn 64, 166.
Molukkensee 22.
Moltke 133.

Monaco, Fürst von, 40, 48, 85, 134, 147, 256.
Mondflut 216.
Monsunströme 267.
Moore 239.
Murray, Sir John, 86, 93, 96, 136.

Nadirflut 217.
Nansen 68, 149, 166, 168.
National 39, 190.
Natterer 97, 123.
Nebelpuffe 214.
Nebenmeere 15.
Negretti-Zambra 146.
Nehrströme 277.
Nero 76.
Neufundlandbank 68, 183, 261.
Newton 216.
Niedrigwasser 217.
Nordmeer, Europäisches 165.
Nordsee 15, 19, 66, 80, 85, 110, 161, 228.

Oberfluten 231.
Ochotskisches Meer 15, 19, 80, 183, 269.
Odyssee 201, 203, 205, 239.
Oelen der See 200.

Radiolarien 92 f.
Randmeere 19, 80.
Reaktionsstrom 275.
Recorder 75.
Reinke 129.
Renard 93.
Rennell 258, 274.
Rigaischer Busen 22.
Ritter 2, 132.
Roller 202 f.
Romanche 74.
Romanisches Mittelmeer 16.
Ross, Sir James 11, 38, 133, 140, 152, 178, 183.
Ross, Sir John 38, 85, 140, 155.
Rotationsablenkung 277.
Rotatorische Ströme 235 f.
Rotes Meer 15, 18, 79, 125, 132.
Roter Thon 94.
Roth 124.
Rückmeere 26.
Rung 56.

Saint Michel 227.
Saltström 238.
Salzgehalt 106 ff.
Sand 84.
San Juan 28.
Sarasin 128.
Sargassosee 127, 129, 201, 258 f.
Sauerstoff 121.
Saussure 159.
Savusee 22, 71.
Schaumbildung 123.
Schleinitz, Freiherr v. 39.
Schmelzwasser 157.
Schmiereis 178.
Schott 136, 169, 197.
Schütt 132.
Schwarzes Meer 21, 70, 110, 123, 133.
Schwefelwasserstoff 123.
Schweinfurth 125.
Schwerlot 41.
Scoresby 38, 125, 133, 140, 176, 189.
Scylla 238.
Seebär 214.
Seebuch 83.
Seegebirge 58.
Seiches 212.
Shelf 67.
Sekundenpendel 32.
Shortland 44.
Sigsbee 46, 70, 116, 245.
Siraplankton 263.
Sixthermometer 140.
Sonnenflut 217.
Southampton 231.
Spezifisches Gewicht 108.
Spindler 112, 128.
Stauwasser 234.
Stauwirkung 278.
Stehende Wellen 212 f.
Steingründe 85.
Stickstoff 121.
Stiller Ozean 27.
Stoßwellen 207.
Strandbrandung 204.
Strombojen 244.

Stromversetzung 242.
Styliplankton 261, 267.
Südsee 27.
Süß 25, 70.
Süßwassereis 170.
Sulusee 22, 71.
Supan 74, 156.
Syrten 228, 239.

Tägliche Ungleichheit 220.
Tang 106, 247.
Tasmanisches Randmeer 19, 20.
Taube Flut 218.
Tayfluß 231.
Thomson, Sir William 54.
Thomson, Sir Wyville 14, 59, 72, 112, 157, 183, 203.
Thon 95 f.
Thoulet 85.
Tiden 217 ff.
Tiefseethermometer 142 ff.
Tizard 158, 203.
Tongagraben 77.
Treibkörper 247.
Trichoplankton 261.
Triposplankton 263.
Tuscarora 39, 59, 142.
Tyrrhenisches Meer 21.

Ueberspülungsmeere 25.
Umkehrthermometer 146.
Unselbständige Meeresteile 16.
Ureis 176.

Valdivia 39, 170, 189.
Varenius 9, 22, 27, 51, 270.
Verbindungsstrom 264.
Vertikale Circulation 155, 272.
Vinci, Lionardo da 271.
Virginentiefe 73.
Vormeere 25.
Vulkanische Sedimente 87, 98.

Wagner, Herm. 1, 25, 81.
Wärmeschichtung 137.
Wärmeschwankung 135.
Wasserblüte 132.
Wasserhalbkugel 2.
Wasserschöpfapparate 114 ff.
Weber, Brüder 192 f.
Weißes Meer 22, 133.
Wellen 190 ff.
Weyprecht 167, 173, 178.
Whewell 224.
Wilkes 126, 181.
Windtrift 273 f.
Wrangel, F. v. 112, 128.

Yukon 14.

Zenitflut 217.
Zöppritz 141, 274.
Zusammendrückbarkeit des Seewassers 120.
Zwischenmeere 23.

Mabi 123